editora
unesp

Peter Christian Hackspacher (Org.)

Dinâmica do relevo

Quantificação de processos formadores

DINÂMICA
DO RELEVO

PETER CHRISTIAN HACKSPACHER
(Org.)

DINÂMICA DO RELEVO

QUANTIFICAÇÃO DE PROCESSOS FORMADORES

Direitos de publicação reservados à:
Fundação Editora da UNESP (FEU)

Praça da Sé, 108
01001-900 – São Paulo – SP
Tel.: (0xx11) 3242-7171
Fax: (0xx11) 3242-7172
www.editoraunesp.com.br
www.livraria.unesp.com.br
feu@editora.unesp.br

CIP – BRASIL. Catalogação na fonte
Sindicato Nacional dos Editores de Livros, RJ

D589

Dinâmica do relevo: quantificação de processos formadores / Peter Christian Hackspacher (Org.). São Paulo: Editora Unesp, 2011.

Inclui bibliografia
ISBN 978-85-393-0197-3

1. Relevo (Geografia). 2. Geomorfologia. 3. Geofísica. I. Hackspacher, Peter Christian.

11-7655. CDD: 551.4
CDU: 551.4

Este livro é publicado pelo projeto *Edição de Textos de Docentes e Pós-Graduados da UNESP* – Pró-Reitoria de Pós-Graduação da UNESP (PROPG) / Fundação Editora da UNESP (FEU)

Editora afiliada:

Sumário

Prefácio

Este volume pretende sintetizar as pesquisas em processos formadores do relevo, pressupondo um conhecimento básico em Geologia, Geomorfologia, Geofísica e Física.

A forte migração de geocientistas de temas sobre o interior da Terra (crosta e manto) para assuntos relativos ao relevo deve-se às cobranças em relação a questões e propostas ligadas ao estudo da paisagem e ao meio ambiente. Nesse contexto, situamos os recursos vindos de agências de fomento que passam a ser cada vez mais carimbados e são destinados a um estudo integrado, no qual a Geologia não pode ser considerada como solução por si só. Entende-se que o *sistema terra* seria mais adequado se envolvido por diferentes áreas e disciplinas.

Serão focados conceitos da Geologia estrutural, Geomorfologia e Estratigrafia, além das metodologias que permitam modelar sua atuação individual ou consorciada ao longo do tempo. Seremos levados através de escalas continentais, com a análise do manto como processo formador da paisagem, até a Física Nuclear, área responsável pelos estudos sobre defeitos cristalinos em minerais envolvidos pelos processos formadores.

Posteriormente ao surgimento do modelo da tectônica de placas nos anos 1960, a tectônica global contou com uma junção de diferentes áreas das geociências, até então atuando de forma autônoma e individual. Conceitos que antes funcionavam individualmente, como a formação de superfícies geomorfológicas e processos tectônicos associados, passaram a encontrar no modelo da tectônica de placas um elo comum. O entendimento da superfície geomorfológica exclusiva a processos exógenos mostrou-se equivocado. Era então necessário o envolvimento de conceitos endógenos que envolviam o manto e a crosta terrestre, o que resultou no casamento entre processos exógenos e endógenos para o entendimento da paisagem. O que poderia causar grande confusão, mostrou ser, no entanto, a solução para a compilação e o entendimento de dados até então incompreensíveis.

À medida que a Ciência dos Materiais começou a fornecer parâmetros para quantificar a taxa de deslocamentos cristalinos e a Física passou a reconstituir a curva de *annealing* para diferentes materiais, tivemos o início da quantificação de processos até então descritivos. O envolvimento do tempo e da temperatura no passado passou a ser uma provocação para entendermos a história térmica e termotectônica do relevo e/ou da paisagem.

Nesse contexto que envolve processos exógenos e endógenos, além de sua mensuração, é que desenvolveremos este texto. Traremos dados que estejam o mais próximo possível da realidade nacional, sem fugir a uma abordagem geral e sucinta. Aprofundamentos serão sugeridos a cada capítulo, e esperamos que outros volumes possam dar continuidade a este trabalho.

1
Geotectônica e influência do calor no relevo

Peter Christian Hackspacher

Marli Carina Siqueira-Ribeiro

Para o entendimento do relevo, como proposto neste livro, é preciso abordar o sistema crosta-manto, pois dessa interação provém a evolução do relevo.

A Terra é formada por três camadas concêntricas: o núcleo, o manto e a crosta (Figura 1). Essa divisão se baseia nas diferentes densidades entre as camadas, causadas pelas diferenciações na composição, temperatura e pressão.

O núcleo ocupa aproximadamente 16% do volume total da Terra e tem densidade calculada entre 1 g/cm^3 e 13 g/cm^3. Resultados obtidos por meios de análises sísmicas indicam que o núcleo possui uma parte sólida bem pequena e uma porção externa maior e, aparentemente, líquida. Essas duas partes são formadas por ferro e uma pequena quantidade de níquel.

O manto circula o núcleo e representa cerca de 80% do volume e cerca de 70% da massa total da Terra, atingindo uma profundidade de 2.850 km. De acordo com suas características físicas, o manto pode ser dividido em três setores distintos: o manto inferior, a astenosfera e o manto superior. O manto inferior é sólido e compõe grande parte do volume do interior da Terra. A astenosfera circunda

o manto inferior, mas possui comportamento plástico e flui lentamente. O manto superior é formado por parte da astenosfera e rocha mantélica consolidada até a base da crosta (Figura 1).

A crosta representa a camada superficial da terra, constituída por dois tipos. A crosta continental possui uma espessura entre 20 km e 90 km e densidade média de 2,7 g/cm^3, formada principalmente por silício e alumínio.

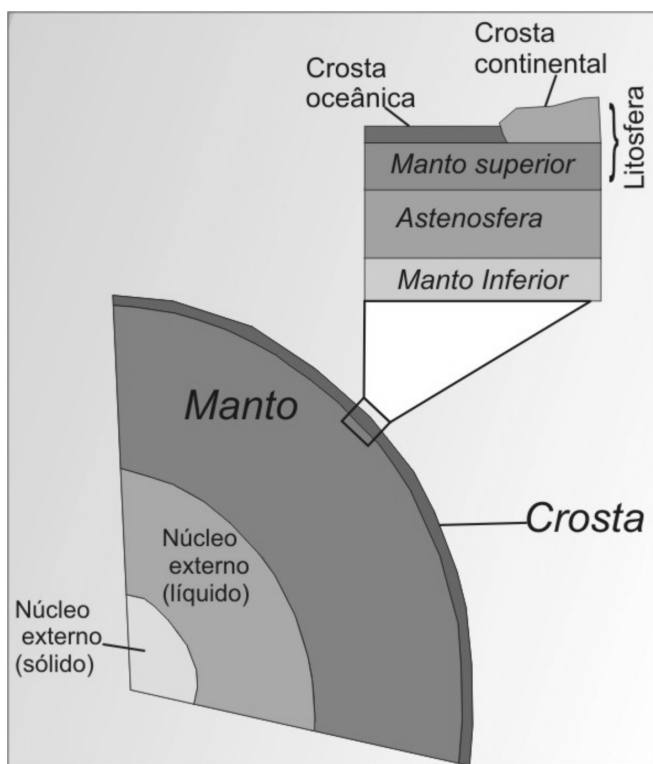



Figura 1 – Camadas que compõem a estrutura do planeta Terra: núcleo, manto e crosta. A seção ampliada mostra a relação entre a litosfera (crosta continental, crosta oceânica e manto superior consolidado), a astenosfera subjacente e o manto inferior.

Fonte: modificado de Wicander e Monroe, 2009

A crosta oceânica é mais fina, com uma espessura total entre 5 km e 10 km, tem comportamento mais denso em relação à crosta continental, cerca de 3 g/cm^3, e é formada por rochas ígneas denominadas basaltos.

O limite crosta-manto, chamado de Descontinuidade de Mohorovicic (Moho), é dado pela diferença nas velocidades sísmicas sustentada pela modificação da composição química das rochas.

A litosfera, com aproximadamente 100 km, é constituída pela crosta e por parte superior do manto. Abaixo da litosfera, as velocidades sísmicas são menores, o que estaria associado a uma fusão parcial das rochas. Portanto, a litosfera é representada por rochas mais rígidas, e abaixo dela temos um contexto de rochas mais plásticas.

Enquanto o limite crosta-manto marca uma diferença na composição das rochas, a litosfera diferencia-se da astenosfera (inferior) pelas propriedades físicas: temperatura e diminuição da viscosidade. A litosfera representa grande parte das placas tectônicas (litosféricas) que se movimentam sobre a astenosfera e, consequentemente, afetam todo nosso relevo. O manto que irá condicionar o movimento das placas servirá de motor para o movimento desses fragmentos litosféricos.

Princípios da produção de calor

A modelagem de processos geológicos e geomorfológicos passa necessariamente pelo entendimento tridimensional e de multivariáveis, o que nos leva ao campo de processos geodinâmicos. Neste capítulo, tais processos serão descritos por meio da energia ou temperatura. Tais conceitos são fundamentais, entre outros, para que se compreenda a formação de paragêneses metamórficas ou os mecanismos de deformação de rochas, base para o entendimento de

orógenos. O entendimento de processos geodinâmicos passa, portanto, pela avaliação de conceitos de orogenia e pelo entendimento da estrutura térmica da litosfera.

Processos geodinâmicos ligados a conceitos térmicos devem ser considerados na modelagem e entendimento da crosta superior e da parte superficial: a paisagem.

Entre os conceitos térmicos (Stüwe, 2002) devemos abordar a *produção e transporte de calor*, aqui considerados principalmente para o entendimento da evolução da paisagem (Capítulo 3). A produção de calor na litosfera é dada fundamentalmente por meio de processos *radioativos*, *químicos* e *mecânicos*. O transporte do calor é feito por *condução* ou *advecção (convecção)*.

Produção de calor na crosta

O entendimento da crosta terrestre está relacionado à compreensão dos mecanismos geológicos, os principais responsáveis pela produção de calor, destacando-se processos radioativos, químicos e mecânicos. Os três componentes poderão ter influência significativa na evolução térmica das rochas com taxas de produção rápidas (fricção durante terremoto) ou muito lentas (reação de calor durante retrometamorfismo). A taxa de produção de calor é muito importante para a taxa de condução do calor.

A produção de *calor radioativo* na crosta continental gira em torno de 1 $\mu W/m^3$, representando cerca de 50% do valor de fluxo de calor mensurado, podendo variar entre diferentes terrenos geológicos. Sua produção principal está concentrada na crosta superior em função da maior concentração de potássio, principalmente em magmas graníticos diferenciados.

O *calor mecânico* é produzido principalmente por meio de forças que deformam as rochas, estando associadas a processos da tectônica de placas. Parte da energia produ-

zida gera deslocamento de redes cristalinas em minerais componentes das rochas, além de outros tipos de energia. Essa energia pode ser muito alta (calor friccional-tectônico rúptil) em tempo muito curto, sendo dissipado rapidamente. A importância do calor gerado por cisalhamento continua sendo polêmica, não obstante a importância local na geração de zonas de falha e cisalhamento.

O *calor químico* é definido como o proveniente de uma reação química em que minerais se transformam em outros, liberando (reação exotérmica) ou assimilando (reação endotérmica) energia. Essa reação, envolvendo transição de fase mineral, é significante para o balanço térmico e deve ser considerada. No estado sólido, reações de desidratação são importantes, sendo as maiores produtoras de calor.

A maior produção de calor envolve processos de migmatização ou intrusões ígneas em que mudanças de fases levam a reações de cristalização ou fusão, consumindo ou liberando calor latente.

Transporte de calor

O transporte de calor por *condução* ou *advecção (convecção)* acontece no interior da terra por meio do transporte de energia termal e da difusão de massa, tendo grande aplicação em geomorfologia (capítulos 3, 4 e 5) e petrologia metamórfica, entre outros.

A condução é feita de uma molécula para outra de forma lenta. Acontece nos sólidos, sendo importante na crosta e na litosfera. A convecção acontece nos fluidos, de forma mais rápida, por meio de movimento de massa quando o gradiente térmico excede um valor chamado gradiente adiabático. O termo advenção é usado para movimentos unidimensionais, a exemplo de i) uma intrusão ígnea no sentido vertical; ii) movimento de rocha durante erosão ou cavalgamento e; iii) por meio de fluidos por infiltração. A

convecção é usada para transporte de material em sistema fechado, a exemplo de material mantélico na astenosfera, ou fluidos em sistemas hidrotermais, e é importante para explicar o movimento das placas.

As informações de subsuperfície são possíveis por meio da tomografia sísmica, que permite associar zonas de velocidades sísmicas maiores a zonas mais densas e mais frias, e também zonas com velocidades menores a rochas menos densas e mais quentes. Materiais mais densos e frios podem, portanto, afundar desde o nível crustal até o manto transicional. O movimento ressurgente de material é dado mediante células de convecção que atuam de forma complexa no manto e são fatores primordiais no movimento das placas litosféricas. A superfície deve, portanto, ser influenciada pela condução e convecção. A energia liberada nos processos de movimentação horizontal relacionados às placas tectônicas e ao campo geomagnético deve provir do calor da terra ou do fluxo geotérmico (gradiente geotérmico [temp/km] x condutividade térmica [mW/m^2]). O fluxo geotérmico na Terra varia com as características das diferentes porções da litosfera (placas tectônicas) e da astenosfera inferior. As regiões com maiores valores estão nas dorsais meso-oceânicas (350 mW/m^2), enquanto as mais frias (entre 0 mW/m^2 e 40 mW/m^2) estão nos continentes. No Brasil, temos um valor médio de 60 mW/m^2.

Por outro lado, a temperatura encontrada no interior da Terra é totalmente relacionada ao fluxo de calor do interior do planeta e da energia liberada pelo decaimento radioativo dos isótopos. A determinação da variação de temperatura através da profundidade é de difícil obtenção em furos e similares. A condutividade térmica também é medida experimentalmente próxima à superfície e extrapolada para maiores profundidades, sendo inferidas pela Sismologia.

A litosfera pode ser definida termicamente ou mecanicamente. Segundo o conceito térmico, a litosfera seria a calota externa da Terra na qual o calor é transportado principalmente por condução. Em contraste, na astenosfera o calor é transportado por convecção.

Condução do calor e sua relação com os processos formadores do relevo

No âmbito do conhecimento geomorfológico está inserida a ideia de que o modelado terrestre evolui como resultado da influência exercida pelos processos morfogenéticos. Nessa perspectiva, o relevo o qual percebemos e analisamos é apenas uma etapa inserida em uma outra, mais longa, de fases passadas e futuras. As experiências em modelos reduzidos, por exemplo, a observação da ação marinha sobre as praias, a da ação pluvial sobre as vertentes, a do material carregado pelos rios, demonstram os pontos que assinalam a ativa esculturação das formas de relevo (Christofoletti, 1974).

Durante muito tempo, os estudos abordando processos geomorfológicos basearam-se nos modelos qualitativos colocados por meio das concepções de Davis, Penck e King (Capítulo 3). Após esse período, novos modelos físicos e numéricos relacionados aos processos geomorfológicos começaram a explorar e simular os agentes envolvidos na formação do relevo, proporcionando novos meios de estudar a evolução deste.

Dentro desse período revolucionário, podemos citar a teoria dos sistemas (Schumm; Licthy, 1965), exercendo um papel importante na inserção da modelagem física nos estudos relacionados à geração dos relevos.

Com o advento da tectônica de placas na década de 1960, a comunidade científica começaria a investigar as características físicas, principalmente em áreas ativas,

avaliando quais processos estariam envolvidos na esculturação do relevo. Nesse contexto, formaram-se dois tipos de modelo relacionados aos estudos da evolução do relevo: os modelos qualitativos e os quantitativos, que podem ser aplicados por meio de uma ampla variedade de escalas espaciais e temporais (Pazzaglia, 2003), em que a organização desses modelos se baseia no tipo e na forma pela qual os processos envolvem um determinado relevo.

A aplicação dos modelos qualitativos nos estudos geomorfológicos tende a descrever a evolução em longo prazo das paisagens nas regiões continentais, focalizando as modificações no tamanho e na forma dos relevos (Capítulo 3). Os modelos numéricos, por sua vez, são construídos por meio da modelagem matemática, que possibilita a reconstrução em longo prazo (milhões de anos) dos processos que influenciaram a formação do relevo, porém de uma maneira bem simples em relação a tais processos. No entanto, modelos numéricos complexos, envolvendo informações sobre os parâmetros superficiais (erosão), subsuperficial (geofísica) e o período cronológico da formação dos relevos, têm possibilitado a melhor compreensão sobre os processos morfogenéticos que atuam na esculturação da paisagem em longo prazo (Pazzaglia, 2003; Summerfield, 2005).

As correlações entre os modelos qualitativos e numéricos propiciaram uma melhor visualização sobre os processos morfogenéticos vigentes na paisagem. Baseando-se nessa correlação entre os modelos qualitativos e quantitativos, serão apresentados modelos de evolução do relevo utilizados atualmente no âmbito dos estudos geomorfológicos. Os modelos numéricos termais utilizam parâmetros físicos no modelo de evolução do relevo, associando os processos superficiais e a dinâmica da crosta, enfatizando a importância da quantificação dos processos geomorfológicos para que se possam estreitar os proble-

mas relacionados aos modelos tectônicos e geofísicos que ocorrem em boa parte dos estudos qualitativos.

Modelos numéricos termais e sua aplicação nos estudos sobre a evolução do relevo

Os modelos numéricos termais são utilizados para explicar dados geotérmicos e geocronológicos, em que geralmente se assume que as curvas referentes às isotermas sejam superfícies planares em profundidade. Dessa maneira, é possível inferir taxas de exumação com base em dados termocronológicos. Contrariando todos os efeitos bidimensionais e tridimensionais que compõem a paisagem, essa suposição é válida para terrenos montanhosos, onde a distribuição das isotermas ocorre em grandes profundidades, de maneira contrária quando comparada com a amplitude da superfície topográfica, onde, neste caso, as isotermas acompanham aquela.

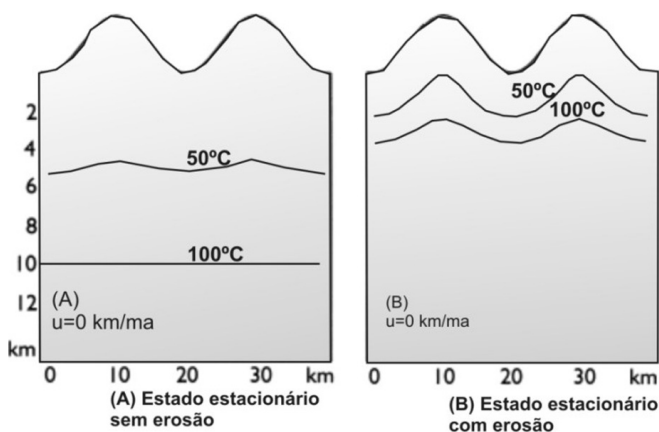



Figura 2 – Comportamento da isoterma ao longo da topografia. (a) Isotermas de 50 °C e 100 °C subjacentes a topografias sem nenhuma perturbação. (b) Isotermas de 50 °C e 100 °C em um estado estacionário termal subjacente à topografia, com uma incisão vertical com cerca de 1 km (Stüwe et al., 1994).

Fonte: segundo Mancktelow e Grasemann, 1997

Para a realização desses estudos é importante entender a curvatura da isoterma em níveis crustais. Anteriormente, os estudos preocupavam-se basicamente com a distribuição da temperatura em subsuperfície conotando a ausência de erosão (Roberts; Burbank, 1993) (Figura 3). Atualmente, esses modelos começaram a abordar a questão erosiva, detectando e realçando (Stüwe et al., 1994) os agentes morfogenéticos ao longo da escala temporal que contribuíram para a evolução do relevo (Mancktelow; Grasemann, 1997). A principal limitação atual desses modelos é a suposição de que a topografia sofre apenas rebaixamento vertical durante a erosão. Estudos demonstraram que as modificações na topografia em longo prazo (Frisch et al., 1998) não ocorrem apenas verticalmente, mas também lateralmente (Figura 4). Como exemplo, temos a atuação da erosão nas morfologias tanto em margens ativas como em margens passivas, gerando relevos escarpados (Steckler; Omar, 1994; Willet, 1999; Willet; Brandon, 2002; Thiede et al., 2004).

Alguns fatores físicos modeladores da paisagem, como o tipo de clima, afetam as taxas de erosão vertical. Algumas pesquisas realizadas por Steckler e Omar (ibidem), Kooi e Beaumont (1994) e Thiede et al. (2004) demonstraram que as variações na taxa de erosão vertical são ocasionadas

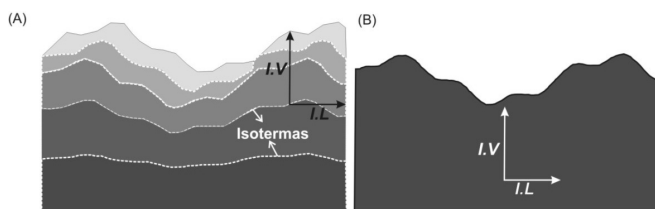



Figura 3 – Modelo esquemático sobre as constantes erosivas: incisão vertical (I.V) e incisão lateral (I.L). Notar que as taxas de remoção vertical I.V e I.L permaneceram constantes nas seções A e B. (A) Início dos processos erosivos verticais e laterais. (B) Final dos processos erosivos verticais e laterais, resultando na formação de relevos escarpados.

Fonte: adaptado de Stüwe e Hintermüller, 2000

pela precipitação diferencial ao longo da topografia, que influencia diretamente na distribuição da rede de drenagem. Outro fator que interfere na taxa de erosão vertical é a diferença na amplitude topográfica. Por exemplo, em ambientes de margem passiva, a diferença altimétrica entre o topo da zona de escarpamento e a planície costeira acelera o processo de erosão regressiva (Figura 4), o que acaba propiciando um intenso entalhamento vertical do relevo nessa seção da margem passiva.

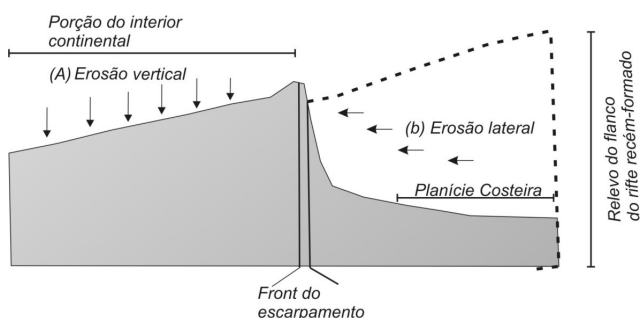



Figura 4 – Representação esquemática do modelo de evolução de escarpas em margens passivas.
Fonte: adaptado de Gilchrist e Summerfield, 1990

Exemplos da distribuição de calor no Sudeste

Alguns exemplos sobre a distribuição de calor na superfície e sua correlação com os modelos geológicos e geomorfológicos são descritos na borda sul do Cráton do São Francisco, que ocupa parte da Região Sudeste brasileira. As modelagens realizadas permitiram a reconstrução termal da área ao longo de sua história geológica.

Modelagem térmica dos eventos geodinâmicos em relevos da porção Sudeste do Brasil

Para a reconstrução térmica e geológica da borda sul do Cráton do São Francisco, Hackspacher et al. (2007) utilizaram a análise por traços de fissão em apatitas (TFA)

(Capítulo 6). Foram construídos mapas de isotemperaturas a partir da interpolação de aproximadamente trezentas idades de TFA e suas respectivas histórias térmicas obtidas em rochas da Província Mantiqueira, ao sul do Cráton de São Francisco. Os mapas de isotemperaturas foram calculados a partir das idades corrigidas por meio da metodologia de TFA e das histórias térmicas correspondentes, a partir de método estatístico de mínima curvatura e georreferenciados, com *softwares* cartográficos, como o ArcView. Os mapas temáticos georreferenciados foram confeccionados a partir de dados esparsos não homogêneos comumente disponíveis, como pontos de idade ou curvas de isotemperatura (Figura 5).

Mapas de isotemperatura podem ser confeccionados para diferentes épocas, conforme a necessidade para a modelagem de dado evento geológico. Diferentes episódios térmicos, de esfriamento (120 Ma e 65 Ma) e aquecimento (90 Ma e 40 Ma), são claramente caracterizados nas isolinhas com valor em torno da temperatura de 120 °C. Tais episódios demonstram a instabilidade térmica da Plataforma Sul-Americana nessa região (Tello Saenz et al., 2003; Hackspacher et al., 2004), refletindo os diferentes processos morfogenéticos atuantes na elaboração da estrutura da paisagem, com a alternância de processos endógenos e exógenos. Os episódios de aquecimentos estão heterogeneamente distribuídos nos mapas de isotermas, estando correlacionados com os máximos pontuais ou alinhados em temperaturas de 120 °C em uma matriz de temperaturas entre 100 °C e 60 °C.

Os grandes traços das paleossuperfícies indicam controles tectônicos recentes, cenozoicos e neocenozoicos, condicionando a forma do relevo. Um controle morfotectônico pode ser associado com evidências de elementos ativos na natureza que condicionaram o padrão de sedimentação e gênese dos relevos associados à fase de soerguimento tectônico seguido de processos erosivos.

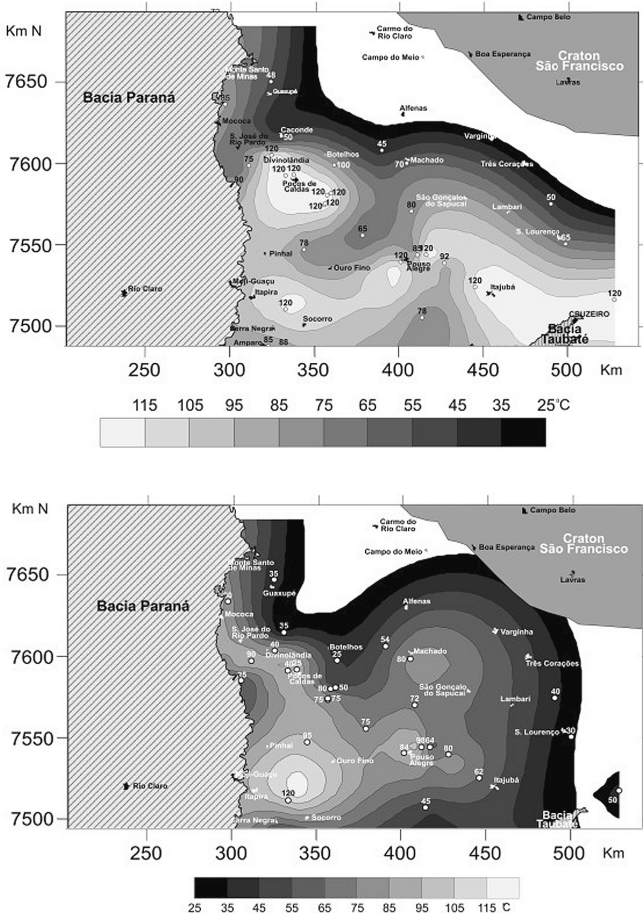



Figura 5 – Mapa isotemperatura 90 Ma e 40 Ma. As isolinhas de maior temperatura mostram deslocamento, o que é atribuído a mudanças térmicas da crosta.

Fonte: segundo Hackspacher et al., 2007

A partir da interpolação dos diferentes mapas de isotemperaturas com os mapas geológicos, Hackspacher et al. (2007) modelaram a seguinte história geodinâmica para a borda sul do Cráton do São Francisco e adjacências, apresentado no quadro a seguir:

Período geológico (Ma): Triássico

Eventos geológicos: estabilização do Cráton do São Francisco e reativação da falha de Ouro Fino e Jacutinga (Hackspacher et al., 2004; Ribeiro et al., 2005).

Eventos geomorfológicos: formação da superfície erosiva Gondwana (King, 1956).

Registro TFA: período de resfriamento nas histórias térmicas modeladas.

Período geológico (Ma): Jurássico-Cretáceo Inferior

Eventos geológicos: início do processo tectônico e magmatismo básico e intermediário com fenômenos de ruptura continental em toda a Região Sudeste. Vulcanismo Serra Geral gerando processo de reativação térmica associado com extensão litosférica.

Eventos geomorfológicos: formação inicial da Serra da Mantiqueira interpretada como representante do soerguimento (Tello Saenz et al., 2003).

Soerguimento marginal de flancos de *rift* iniciado durante a abertura oceânica. Dissecação da superfície Pós-Gondwana (King, 1956) no início do o Ciclo Erosivo Sul-Americano, caracterizado por um abaixamento de vertentes seguido de erosão lateral.

Registro TFA: idades e histórias térmicas em torno de 121 ± 7 Ma.

Período geológico (Ma): Cretáceo Superior-Oligoceno

Eventos geológicos: elevações das isotermas registradas indicando um intenso soerguimento da Plataforma Sul-Americana, associadas à atuação de alçamento de plumas mantélicas e afinamento crustal.

Intensa subsidência nos corpos alcalinos situados no cristalino que bordejam a Bacia do Paraná, e alguns dentro desta, devido à influência do magmatismo alcalino, como os maciços de Ipanema (Ribeiro et al., 2001), Poços de Caldas, Arco do Paranaíba, Catalão, Salitre e outros de menor expressão (Amaral et al., 1997).

No cristalino o Alinhamento Alcalino de Poços de Caldas-Cabo Frio, juntamente com a reativação do Arco do Paranaíba e a Flexura de Goiânia, está associado ao soerguimento das bordas da Bacia do Paraná. Nesse período teve-se o surgimento dos altos estruturais de Piratininga, Ártemis, Pitanga e Pau D'Alho, entre outros na bacia (Soares et al., 1996; Godoy, 2003).

O Neocretáceo e o Eoceno: períodos associados aos fenômenos internos da crosta e ao soerguimento e final do Ciclo Erosivo Sul-Americano. Esse soerguimento estaria relacionado à geração de um sistema de *grabens* e *horsts* com direção predominante oeste-noroeste e leste-oeste em regime trativo norte-nordeste e sul-sudoeste, com ambientes compressivos em locais restritos, formando os depósitos sedimentares encontrados na região sul do Cráton do São Francisco (Lipski, 2002).

Mioceno: a borda do Cráton sofre um novo soerguimento, provavelmente relacionado aos episódios da dinâmica Andina (Lima,

1999) sob um regime tectônico compressivo, deformando os depósitos de sedimentos terciários e mais antigos encontrados na área e outros menores localizados na região do Quadrilátero Ferrífero (Saadi, 1993; Lipski, 2002). Associados a esse evento, na Serra da Mantiqueira e na Bacia de Taubaté, ocorreram reativações de falhas e juntas de direção oeste-noroeste que teriam gerado zonas transpressionais que modificaram a forma original do *rift* continental do Sudeste do Brasil (Riccomini et al., 1989) e foram responsáveis pelo soerguimento da Soleira de Queluz.

No Holoceno foram registrados falhamentos inversos e transcorrentes sinistrais afetando depósitos terciários e colúvios.

Eventos geomorfológicos: soerguimento dos planaltos e planícies, interrompendo a pediplanização, preservando em resquícios a Superfície Sul-Americana (King, 1956). Geomorfologicamente duas superfícies de erosão nivelam seus cimos entre 900 m e 1.000 m de altitude, como a Superfície Sul-Americana de King (ibidem) e outra entre 1.700 m e 2.000 m, considerada pelo mesmo autor como resultado da deformação tectônica que afetou a Superfície Sul-Americana, posteriormente soerguida devido às deformações tectônicas associadas ao soerguimento de blocos.

O Neocretáceo e o Eoceno: os soerguimentos tectônicos preservaram os horizontes latossólicos e formação de lateritas (Saadi, 1991), seu retrabalhamento é dado pela peneplanização, formando superfícies pedimentares associadas ou não ao início do Ciclo Velhas, que, segundo Valadão & Dominguez (1999), persiste até hoje. As paleossuperfícies reconhecidas na Serra da Mantiqueira foram soerguidas e escalonadas nessa época.

Registro TFA: processos de aquecimento entre 90 Ma e 60 Ma com elevação das isotermas.

Idades 60 Ma: registro de inversão térmica e tectônica com reativações de falhas e soerguimento até o Mioceno.

Paleotemperatura aos 40 Ma mostra uma crosta mais fria que a paleotemperatura aos 90 Ma, deixando claro um resfriamento entre o Neocretáceo e o Eoceno, processo esse associado a fenômenos internos da crosta e ao soerguimento e final do Ciclo Erosivo Sul-Americano.

Referências bibliográficas

AMARAL, G. et al. Fission Track Analysis from San Francisco Craton and Mesozoic Alkaline-Carbonatite Complexes Central from South Eastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, [S.l.], v.10, p.285-94, 1997.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. [S.l.]: Edgard Blücher, 1974. 149p.

FRISCH, W. et al. 1998. Palinspastic Reconstruction and Topographic Evolution of the Eastern Alps During Late Tertiary Tectonic Extrusion. *Tectonophysics*, [S.l.], v.297, p.1-15, 1998.

GODOY, D. F. *História térmica e denudação do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SP/MG) e adjacências*: área norte. [S.l.], 2003. 74f. Monografia (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

HACKSPACHER, P. C. et al. Consolidation and Break-Up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. *Gondwana Res.*, [S.l.], v.7, p.91-101, 2004.

______. et al. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências*, [S.l.], v.37 (4 suplemento), p.76-86, 2007.

HAMZA, V. M.; MUÑOZ, M. Heat Flow Map of South America. *Geothermics*, [S.l.], v.25, n.6, p.599-646, 1996.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, [S.l.], v.18, p.147-265, 1956.

KOOI, H.; BEAUMONT, C. Escarpment Evolution on High-Elevation Rifted Margins Insights Derived from a Surface Processes Model that Combines Diffusion, Advection, and Reaction. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, [S.l.], v.99, p.12191-209, 1994.

LIMA, C. C. *Expression Topographique et Structurale de la Compression Generalize au Centre de la Plaque Sudamericane*. Renes, 1999. 350f. These (Doctorat Géologie) – Université de Rennes I.

LIPSKI, M. *Tectonismo cenozoico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Ouro Preto, 2002. 171f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal de Ouro Preto.

MANCKTELOW, N. S.; GRASEMANN, B. Time Dependent Effects of Heat Advection and Topography on Cooling Histories During Erosion. *Tectonophysics*, [S.l.], v.270, p.167-95, 1997.

PAZZAGLIA, F. J. Landscape Evolution Models. *Development in Quaternary Science*, [S.l.], v.1. p.247-74, 2003.

RIBEIRO, L. F. B. et al. Considerações a respeito da termotectônica dos corpos alcalinos Cretáceos do sudeste do Brasil:

o corpo alcalino de Ipanema (SP). In: SBG, SIMP. GEOL. SUDESTE, 7, 2001, [S.l.]. *Anais*... p.61.

______. et al. Thermotectonic and Fault Dynamic Analysis of Precambrian Basement and Tectonic Constraints Within the Parana Basin. *Radiation Measur.*, [S.l.], v.39, p.669-73, 2005.

RICCOMINI, C. et al. Neotectonic Activities in the Serra do Mar Rift System (Southern Brazil). *J. South Am. Earth Sci.*, [S.l.], v.2, p.191-2, 1989.

ROBERTS, S. V.; BURBANK, D. W. Uplift and Thermal History of the Teton Range (Northwestern Wyoming) Declined by Apatite Fission Track Dating. *Earth Planetary Sciences Letters*, [S.l.], v.118, p.295-309, 1993.

SAADI, A. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais*. [S.l.], 1991. 230f. Tese (admissão ao cargo de professor titular) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

______. A neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, [S.l.], v.1, p.1-15, 1993.

SCHUMM, S. A.; LICTHY, R. W. Time, Space, and Causality in Geomorphology. *American Journal of Science*, [S.l.], v.263, p.110-9, 1965.

SIBSON, R. H. Fault Rocks and Fault Mechanisms. *Journal of the Geological Society*, [S.l.], v.133, n.3, p.191-213, 1977.

SOARES, P. C. et al. O Alto Estrutural Pitanga-Quatiguá--Jacutinga na Bacia do Paraná: uma estrutura Litosférica. In: SBG, CONG. BRAS. GEOL., 39, 1996, [S.l.]. *Anais*... p.5.

STECKLER, M. S.; OMAR, G. I . Controls on the Erosional Retreat of the Uplifted Flanks at the Gulf of Suez and Northern Red Sea. *Journal Geophysical Research*, [S.l.], v.99, p.12159-74, 1994.

STÜWE, K.; WHITE, L.; BROWN, R. The Influence of Eroding Topography on Steady-State Isotherms: Applications to Fission Track Analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.124, p.63-74, 1994.

______; HINTERMÜLLER, M. Topography and Isoterms Reviseted: The Influence of Laterally Migrating Drainage Divides. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.184, p.287-303, 2000.

______. Geodynamics of the Lithosphere: An Introduction. [S.l.]: Springer, 2002. 449p.

SUMMERFIELD, M. A. The Changing Landscape of Geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.30, p.779-81, 2005.

TELLO SAENZ, C. A. et al. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogeno Activities, Through AFTA, in Precambrian Areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. *J. South Am. Earth Sci.*, [S.l.], v.15, p.765-74, 2003.

THIEDE, R. C. et al. Climatic Control on Rapid Exhumation Alon the Southern Himalayan Front. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v.222, p.791-806, 2004.

VALADÃO, R. C.; DOMINGUEZ, J. M. L. Deformação tectônica neocenozoica no Brasil Oriental: zonalidade e magnitude. In: CONG. ABEQUA, 7, 1999, Porto Seguro. *Abequa* (CD-ROM).

WICANDER, R.; MONROE, J. S. Fundamentos de Geologia. [S.l.]: Cengage Learning, 2009. 508p.

WILLETT, S. D. Orogeny and Orography: The Effects of Erosion on the Structure of Mountain Belts. *Journal of Geophysical Research*, [S.l.], v.104(B12), p.28957-81, 1999.

______; BRANDON, M. T. On Steady States in Mountain Belts. *Geology*, [S.l.], v.30, p.175-8, 2002.

2
Tectônica x sedimentação

Daniel Françoso de Godoy

Peter Christian Hackspacher

Daniele Tokunaga Genaro

O objetivo deste capítulo é apresentar um panorama geral de como os diferentes ambientes tectônicos e os processos relacionados (geração de estruturas, plutonismo, vulcanismo etc.) que ocorrem principalmente na porção rasa da crosta (até cerca de 10 km de profundidade) podem influenciar no relevo e, principalmente, no estado térmico da crosta, já que este último é o fator que realmente é medido pelos métodos termocronológicos.

Como já foi discutido no capítulo anterior, a influência dos agentes endógenos na gênese do relevo vem sendo cada vez mais levada em conta pelos pesquisadores geomorfólogos, não somente aqueles fatores relacionados às diferenças de suscetibilidade erosiva das rochas, mas também os processos de soerguimento e abatimento de porções crustais decorrentes dos desequilíbrios provocados pelos esforços tectônicos. Em parte, essa mudança na forma de encarar os agentes endógenos tem como responsável o crescente uso de métodos quantitativos, como, por exemplo, os métodos termocronológicos.

A termocronologia tem sido usada como uma ferramenta poderosa pelos pesquisadores que estudam a evo-

lução do relevo para quantificar os processos envolvidos. Levando-se em conta que a temperatura de fechamento dos métodos mais utilizados é relativamente baixa (70 °C para sistemática (U/Th) He, 120 °C para traços de fissão em apatita, e 240 °C para traços de fissão em zircão) (Capítulo 6), podemos assumir que dados de uma determinada região são "pontos fixos" em uma dada porção crustal a partir do momento que cruzam a isoterma de fechamento durante o processo de exumação. Em um modelo simplista, as exposições desses pontos na superfície, em diferentes altitudes, pela erosão acabam por evidenciar idades cada vez mais antigas com o aumento da altitude. Logo a relação altitude *versus* idade fornece uma estimativa da taxa de exumação da área.

Porém, observou-se que essa relação primordial para as interpretações geomorfológicas muitas vezes estavam por sub ou superestimar os processos geomorfológicos (Stüwe, 2002). Muitas vezes, inversões nessa relação são observadas, fazendo-se necessária a consideração de outros fatores, como, por exemplo, a perturbação térmica da crosta e a expressiva movimentação de blocos, ou seja, fatores decorrentes do regime tectônico atuantes durante a evolução da área.

A tectônica de placas

Uma breve revisão da teoria da tectônica de placas mostra que esta surgiu a partir da observação de dois fenômenos geológicos distintos: a forma dos continentes sul-americano e africano (sugerindo a teoria da deriva continental no início do século XX por Alfred Wegener) e a expansão dos fundos ocêanicos (Hess, 1962). A teoria propriamente dita foi desenvolvida no final dos anos 1960 e, desde então, tem sido universalmente aceite pelos

cientistas, tendo revolucionado as Ciências da Terra (comparável em seu alcance com o desenvolvimento da tabela periódica na Química, a descoberta do código genético na Biologia ou à mecânica quântica na Física).

O princípio-chave da tectônica de placas é a existência de uma litosfera constituída por placas tectônicas separadas e distintas, que flutuam sobre a astenosfera. A relativa fluidez da astenosfera permite que as placas tectônicas se movimentem em diferentes direções.

O que permite a movimentação das placas, conforme foi referido anteriormente, é a fraqueza relativa da astenosfera e a dissipação de calor a partir do manto, onde a crosta é menos espessa (dorsal meso-oceânica). Resultados recentes de tomografia sísmica mostram a ocorrência de fenômenos de convecção no manto (Tanimoto, 2000).

As placas entram em contato umas com as outras ao longo dos *limites de placa*, estando estes comumente associados a eventos geológicos como terremotos e à criação de elementos topográficos como cadeias montanhosas, vulcões e fossas oceânicas. A maioria dos vulcões ativos do mundo e os terremotos mais importantes ocorrem ao longo dos limites de placas, sendo a zona do Círculo de Fogo do Pacífico a mais conhecida e ativa (Wicander; Monroe, 2009).

A expansão dos assoalhos oceânicos tem nos processos de subducção o processo oposto, ou seja, a destruição, em que a crosta oceânica, mais densa, afundaria no interior da Terra, sendo novamente assimilada pelo manto.

Interior e margem de placas

O fragmento superior da crosta terrestre (Capítulo 1), caracterizado pela litosfera, é composto pela crosta oceânica ou continental sobre o manto superior. As forças que movem as placas tectônicas influenciam a superfície.

A associação entre correntes de convecção e movimentos das placas tectônicas leva à compreensão que a crosta continental e a crosta oceânica baseiam-se na diferença de densidades dos materiais que constituem cada uma delas; a crosta oceânica é mais densa em função das diferentes proporções dos elementos constituintes, em particular do silício. É mais pobre em sílica e mais rica em minerais máficos (geralmente mais densos), enquanto a crosta continental apresenta maior percentagem de minerais félsicos (em geral menos densos) (Tanimoto; Lay, 2000). Como consequência, a crosta oceânica está geralmente abaixo do nível do mar (como, por exemplo, a maior parte da Placa do Pacífico), enquanto a crosta continental se situa acima desse nível.

Limite convergente entre placas e comportamento das isotermas

O limite entre duas placas que se movem de forma convergente configura uma zona de convergência na qual a placa de maior densidade será subductada sob a de menor densidade. Estruturalmente, essas zonas apresentam características particulares, em função do campo de tensão atuante na área e suas variações e o intenso magmatismo presente. A Figura 6 representa um limite convergente entre uma placa continental e uma placa oceânica. Nessa figura, estão representados os diversos domínios relacionados a esse tipo de ambiente tectônico.

A principal feição em um ambiente de subducção é o arco magmático. Esse arco constitui um alinhamento montanhoso formado principalmente por cones vulcânicos e plútons, cujo magma teve origem na fusão parcial da placa subductante. Essa fusão parcial é intensificada por causa da abundância de minerais hidratados presentes nas

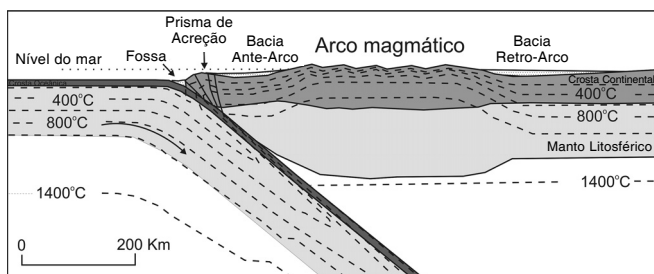



Figura 6 – Modelo esquemático de uma zona de subducção mostrando suas diversas partes e a distribuição das isotermas.

rochas dessa placa. A intensa atividade vulcânica, com a construção de vários cones e também a colocação de vários plútons, gera uma área topograficamente elevada, que, por sua vez, exerce influência no campo de tensão vigente na área. Sua influência se dá principalmente pelo aumento do esforço/carga, cuja dinâmica veremos de forma mais detalhada no decorrer do texto.

Por causa da curvatura que a placa oceânica faz para subductar por sob a placa continental, forma-se uma depressão chamada de fossa oceânica, a qual recebe sedimentos marinhos e sedimentos provenientes do arco magmático. Conforme a placa oceânica é subductada, partes desses sedimentos são "raspados" pela placa superior, fazendo que sejam deformados, formando as *melanges*, que ao serem comprimidas formam o prisma de acreção. No prisma de acreção é possível ainda ser encontrado os *ofiolitos*, que são lascas de rochas ultramáficas arrancadas por atrito da placa oceânica subductada.

Tanto o prisma de acreção quanto, principalmente, o arco magmático são feições no ambiente compressivo que geram topografias elevadas e também deformações na crosta a nível flexural, o que favorece a evolução de bacias sedimentares típicas desse tipo de ambiente. Entre a elevação provocada pelo prisma de acreção e o arco mag-

mático é formada uma área abatida onde ocorre acúmulo de sedimentos formando uma bacia chamada de *fore-arc.* Essa bacia recebe sedimentos tanto do prisma de acreção quanto do arco magmático e seus pacotes sedimentares no geral se encontram deformados por causa do regime compressivo imposto pelo prisma de acreção. Entre o arco magmático e o interior continental a bacia que se desenvolve é a do tipo *back-arc,* gerada por forças distensivas decorrentes do aumento da temperatura na base da crosta provocada pela ascenção de material proveniente da fusão parcial da crosta subductada, ou ainda por complicações na cinemática global da placa. Porém nem sempre ocorre esse regime distensivo atrás do arco, mas mesmo assim acontece o acúmulo de sedimentos nesse local graças à flexura provocada pelo peso do arco magmático. Nesse caso, a bacia formada é do tipo *foreland.*

O contínuo processo de subducção de uma placa leva à aproximação de continentes, podendo chegar ao ponto de se chocarem, pois uma placa tectônica pode possuir porções com crosta oceânica, que é subductada, e porções com crosta continental. Ao se chocarem, os continentes irão formar cadeias de montanhas em função da intensa deformação crustal que irá ocorrer (Figura 7). Quando o choque continental se inicia, agora por ser o choque entre crostas continentais, a subducção é dificultada e o deslocamento entre as placas é acomodado por meio de uma *tectônica de escape*, que se trata de uma intensa deformação com geração de estruturas perpendiculares ao sentido de choque, favorecendo tanto o escape lateral de massas como o vertical. Estruturalmente essa tectônica será representada por grandes sistemas de falhas inversas e *nappes,* provocando o cavalgamento de grandes blocos crustais e, consequentemente, o espessamento crustal. Falhas transcorrentes também são formadas para acomodar o escape lateral. Esse espessamento crustal será responsável pela formação das grandes cadeias de montanhas, bem como de suas profundas raízes.

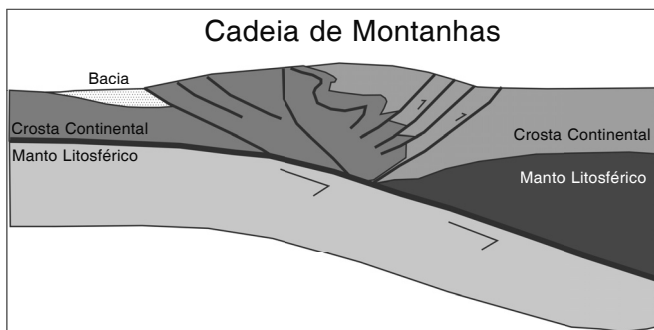



Figura 7 – Perfil esquemático de uma zona de colisão entre placas continentais mostrando a formação de cadeias de montanhas.

A Figura 7 mostra a situação das isotermas mais comuns em um ambiente de subducção de placas em uma escala de observação regional. Observa-se nessa figura que na zona de subducção as isotermas sofrem uma grande deformação para baixo, ou seja, o gradiente geotérmico é diminuído. Na região do arco magmático, por outro lado, há o aumento do gradiente geotérmico (isotermas deformadas para cima) graças principalmente ao transporte de calor por advecção provocado pela ascensão de magmas provenientes da fusão parcial da crosta subductada. Nas partes mais afastadas da zona orogênica, as isotermas apresentam um padrão plano sem perturbação.

Voltando-se para a questão do comportamento térmico da crosta rasa (profundidades menores que 5 km), discutiremos algumas feições ligadas diretamente ou indiretamente à dinâmica evolutiva de um ambiente orogênico com base nos modelos de Stüwe et al. (1994) e Braun (2002; 2005). Como foi discutido no capítulo anterior, esses modelos descrevem a deformação das isotermas de acordo com a dinâmica do relevo e da parte superior da crosta, provocada principalmente pelas diferenças das taxas de movimentação da crosta e as taxas de condução e advecção térmicas. O significado prático desses modelos

é que segmentos crustais de diferentes temperaturas, ao terem suas posições alteradas, tanto em relação ao nível crustal quanto entre si (dependendo da velocidade de movimento), irão atuar como porções mais quentes ou mais frias no meio, provocando, portanto mudanças locais do gradiente geotérmico, consequentemente alterando a forma da isoterma. O reequilíbrio térmico irá depender da capacidade de condução de calor do meio.

Quando o campo de tensão na zona de subducção é alto o bastante, falhas inversas são ativadas e o arco magmático experimenta um período de soerguimento, provocando um resfriamento. Como esse soerguimento foi gerado por espessamento crustal, o arco sofrerá resfriamento e, posteriormente, com o reequilíbrio térmico, voltará a ser aquecido. Por outro lado, o aumento da amplitude do relevo leva a um aumento na taxa de erosão, que, por sua vez, leva a um processo de resfriamento. Consequentemente, aquele mecanismo que prevalecer determinará se a evolução termal resultante será um aquecimento ou um resfriamento.

Em muitos casos de margem ativa, como é o exemplo dos Andes, os processos que ocorrem na região retroarco são guiados pelas tensões compressivas na borda da placa continental (região de contato entre a placa continental superior e a placa subductante), pela força peso do arco magmático, pela força de tração que o fluxo mantélico produz e pela tração provocada pelo peso do segmento litosférico subductado. O campo de tensão resultante desse conjunto de forças promove uma interação entre tectônica flexural, o que leva ao desenvolvimento de um sistema do tipo *foreland*, ou seja, bacias sedimentares são formadas na posição retroarco sem a atuação de esforços distensivos (Catuneaunu, 2004).

Em outras palavras, a força peso do arco magmático será a principal responsável pela subsidência flexural, que será aumentada quando ocorre o espessamento crustal e será diminuída pela erosão. As outras forças atuantes, das

quais se destaca a compressiva decorrente do processo de subducção, irão atuar na chamada subsidência dinâmica. A Figura 8 ilustra o efeito da tectônica flexural e do carregamento dinâmico atuando de forma conjunta e separada. Como pode ser observado, a flexura provocada pelo carregamento do arco magmático resulta na compartimentação da bacia nas províncias *foredeep*, *forebulge* e *back-bulge*, obedecendo a uma curva senoidal com atenuação da amplitude com a distância. Esse processo, ocorrendo isoladamente, provoca a subsidência nos domínios *foredeep* e *back-bulge* e soerguimento do domínio *forebulge*. No caso da subsidência dinâmica, provocada pela compressão do arco, a subsidência se dá na forma de uma onda de grande comprimento e toda a extensão da bacia sofre subsidência. A combinação dos dois processos determina se a sedimentação será em toda a extensão da bacia, ou se será somente no *foredeep* e no *back-bulge*. Quando há o predomínio da tectônica flexural, o *forebulge* sofre soerguimento, expondo essa área à erosão, com a possibilidade de chegar a expor o embasamento cristalino.

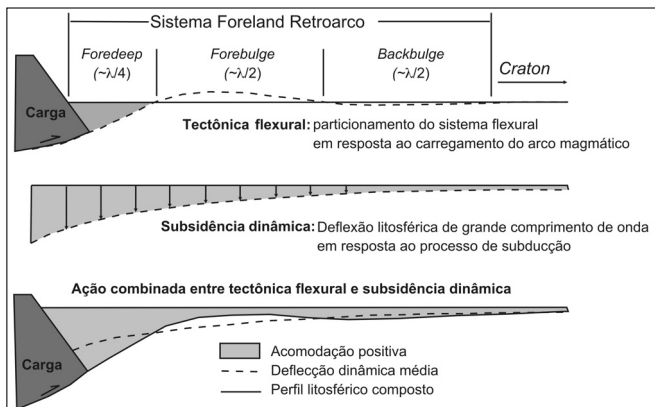



Figura 8 – Esquema ilustrando a influência da carga provocada pelo arco magmático e pelo processo de subducção na subsidência de bacias tipo *foreland*.

Fonte: modificado de Catuneaunu, 2004

Quando duas placas convergem entre si, porções continentais podem se chocar. Como ambas as crostas envolvidas no choque continental possuem densidades semelhantes, a subducção será dificultada, gerando grande deformação e soerguimento de cadeias de montanhas. Como foram discutidas anteriormente, as estruturas geradas serão grandes sistemas de falhas inversas e *nappes*, provocando o cavalgamento de grandes blocos crustais e o espessamento crustal por causa do empilhamento desses blocos.

Como a amplitude de relevo gerado nesse processo é bastante significante, é importante a discussão sobre a evolução termal na formação das cadeias de montanhas.

Segundo o modelo de England e Richardson (1977) e England e Thompson (1984), a velocidade do espessamento crustal é mais rápida que os processos de condução térmica, o que leva a crosta a obter o reequilíbrio térmico posteriormente à deformação. Sem levarmos em conta a contribuição de calor do manto, no caso de um espessamento homogêneo a crosta irá resfriar-se, ou seja, o gradiente geotérmico irá diminuir. Na prática, um bloco crustal com uma determinada temperatura em sua base, ao ser comprimido horizontalmente aumenta sua espessura vertical, porém mantendo a mesma temperatura em sua base. Nesse caso, o intervalo de temperatura entre o topo do relevo gerado até a base do bloco crustal será o mesmo, porém com uma profundidade maior, gerando assim a diminuição do gradiente geotérmico. Portanto, logo após o espessamento, em uma profundidade constante ocorrerá um resfriamento.

Posteriormente ao processo de espessamento, um aquecimento e consequente aumento de gradiente geotérmico irão ocorrer para reequilibrar o fluxo térmico entre a superfície da crosta e o interior desta, bem como a produção térmica radiogênica.

Outro caso bastante comum seria o processo de espessamento crustal por cavalgamento. Nesse caso, quando um bloco crustal é sobreposto a outro com mesmo gradiente geotérmico, o gradiente resultante irá variar com a profundidade. Em outras palavras, ao se tomar um perfil vertical, a temperatura irá aumentar até a profundidade equivalente ao topo do bloco soterrado, onde voltará a diminuir bruscamente. Com o passar do tempo, o perfil térmico tenderá a um equilíbrio, provocando o aquecimento do bloco soterrado e, consequentemente, tendendo a um valor de gradiente geotérmico mais constante no perfil de profundidade (Fitzgerald et al., 1999).

Um soerguimento acentuado (maior que a erosão) leva ao resfriamento, pois as rochas de um dado nível crustal resfriam à medida que se aproximam da superfície terrestre. Esse resfriamento pode ser intensificado se levarmos em conta que a taxa de soerguimento maior que a erosão ainda provocará desequilíbrio isostático, levando a uma taxa de soerguimento adicional às montanhas, acelerando o processo de exumação (Burbank; Pinter, 1999).

Portanto, logo após o aquecimento posterior ao espessamento crustal, um processo de resfriamento toma lugar na crosta, e dependendo da taxa desse resfriamento, ou seja, dependendo das taxas de erosão geradas, a taxa de aquecimento pode ser suplantada pela de resfriamento, gerando somente um resfriamento resultante no processo de espessamento crustal como um todo. Os elementos que irão exercer influência na intensidade das taxas de erosão serão discutidos nos próximos capítulos.

Após a colagem e estabilização do novo continente formado, este passa a apresentar características intraplaca, ou seja, a atuação continuada da erosão expõe as porções mais profundas da crosta e suas rochas de maior grau metamórfico e ainda a atuação de uma tectônica branda guiada principalmente pelo processo de resfriamento da crosta.

Limite divergente entre placas e comportamento das isotermas

Os processos tectônicos envolvidos em um ambiente distensivo são bastante importantes do ponto de vista de geração de relevo por serem responsáveis pela geração de amplas zonas de falhamento normal, consequentemente gerando relevo escarpado e escalonado.

Um processo de rifteamento pode se iniciar a partir de junções tríplices, onde dois de seus braços progridem no processo de distensão enquanto o terceiro geralmente sofre uma interrupção da distensão. A interconexão dos braços ativos entre mais de uma junção tríplice forma uma zona extensa de quebramento continental. Um *rift* ainda pode se desenvolver de forma passiva ou ativa. Será passiva quando houver a concentração de esforços distensivos decorrentes da tração provocada em áreas distantes, como, por exemplo, pela subducção de uma das margens da placa. Por outro lado, o processo de rifteamento ativo envolve uma anomalia térmica que irá provocar esforços distensivos em função do desequilíbrio da densidade dos diferentes níveis da crosta. Após a instalação de um campo de esforço distensivo, fatores intrínsecos da litosfera irão determinar se a área sob distensão irá sofrer soerguimento. Portanto se o manto litosférico apresentar uma distensão maior que a crosta, haverá soerguimento. Porém, se a crosta se distender mais que o manto litosférico, haverá subsidência. Outro fator que exercerá controle será a razão entre essas duas camadas. No momento anterior à extensão, em uma litosfera homogênea, se a espessura da crosta for maior que 14 km, a área irá sofrer subsidência (Stüwe, 2007). Por outro lado, se a crosta for mais fina que aquele valor, a extensão irá provocar o soerguimento da crosta. Porém, na maioria das localidades onde se inicia um processo de rifteamento a crosta continental apresenta espessura maior que 14 km.

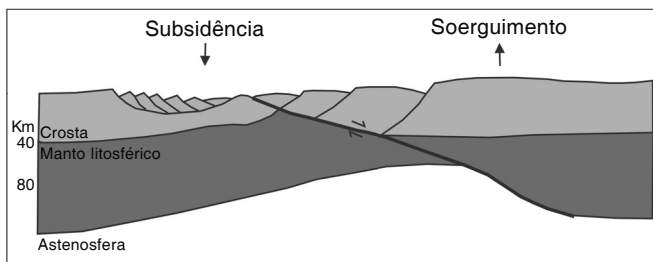



Figura 9 – Perfil esquemático de um *rift* assimétrico. A falha principal de descolamento separa a litosfera afinada em placa superior e inferior. É importante observar que sobre a placa inferior o afinamento crustal é mais intenso, provocando subsidência, enquanto sobre a placa superior a deformação é relativamente menor. O soerguimento da astenosfera acontece sob a placa superior, provocando aquecimento e soerguimento.

Fonte: modificado de Costa et al., 1992

Com o avanço do processo da distensão, se ocorrer um destacamento horizontal na zona de transição rúptil-dúctil da litosfera (Figura 9), o plano (zonas de cisalhamento) gerado irá separar a parte inferior, que deformará de forma dúctil, e a parte superior, que poderá possuir comportamento rúptil. Dessa forma, um sistema lístrico de falhas normais, em constante deformação, irá se desenvolver por distensão pura, dando origem a um sistema *rift* simétrico (Costa et al., 1992). Por outro lado, se essa zona de destacamento se desenvolver com um ângulo mais alto, um sistema assimétrico irá se desenvolver por distensão simples (cisalhamento simples) (Figura 9). Nesse caso, a maior distensão irá ocorrer na lapa da falha principal, onde a crosta desenvolverá falhas normais, gerando hemi-grabens. No caso da capa ocorrerá pouca distensão, formando um sistema de falhas normais pouco acentuadas, ou seja, não envolve grande montante de estiramento. Além disso, a capa irá sofrer soerguimento decorrente do reajuste isostático provocado pela subida da Moho por causa do afinamento da litosfera provocado pela falha principal.

Intensificando-se ainda mais a deformação, os blocos dos hemigrabens formados irão rotacionar e gerar uma área rebaixada onde sedimentos provenientes das escarpas marginais ao *rift* irão se acumular. No momento em que a astenosfera atinge profundidade rasa o bastante para fundir a base da crosta ocorre a intensificação do vulcanismo e o início da formação de crosta oceânica.

Por outro lado, um *rift* nem sempre se desenvolve continuamente até a formação da crosta oceânica; em um dado momento o processo de extensão pode parar, constituindo assim em um *rift* abortado. De acordo com o modelo de Houseman e England (1986), a extensão é função do desenvolvimento termal e reológico da litosfera, ou seja, depende do soerguimento térmico que a litosfera sofrer e das mudanças reológicas que sofrerá com a oscilação da temperatura. Em um cenário onde uma pluma mantélica provoca o soerguimento da litosfera, a continuidade da distensão será regida pela relação entre a energia potencial acumulada pelo soerguimento e o enfraquecimento do manto litosférico. Nesse caso, se o soerguimento for muito pequeno, as forças extensionais causadas pela energia potencial acumulada não irão suplantar o enfraquecimento do manto litosférico. Se o soerguimento for na casa de centenas de metros, as forças serão suficientes para provocar a distensão, porém o resfriamento provocado pelo reequilíbrio térmico da litosfera (Stüwe, 2005) gera um espessamento do manto litosférico e consequente aumento da resistência, que, por sua vez, leva ao cancelamento da distensão. Se o soerguimento for quilométrico, haverá forças suficientes para imprimir uma velocidade de extensão que suplantará o enrijecimento do manto litosférico, causando a continuidade da distensão.

À medida que o continente se afasta da zona de separação, tanto a borda da crosta continental quanto a crosta oceânica sofrem resfriamento e consequente reajuste isos-

tático, o que leva à subsidência da bacia marginal formada durante a fase *rift*. Essa subsidência térmica provoca uma mudança brusca nos tipos de estrutura sedimentar. Enquanto que na fase *rift* a bacia marginal possuía seu pacote sedimentar dominado por falhas sin-sedimentares, na fase de margem passiva (fase *drift*) os estratos apresentam-se, de forma geral, subparalelos.

Em uma margem passiva, a subsidência que ocorre na bacia tem grande importância, pois a litosfera, ao se reequilibrar isostaticamente, gera modificações na margem continental e no escarpamento previamente formado em função do intenso falhamento durante a fase *rift*. Essas modificações são constantemente recicladas por causa dos processos erosivos típicos de ambiente litorâneo, pois haverá o alívio do embasamento pela erosão e o carregamento na bacia por conta da sedimentação.

O aumento da aplicação de métodos termocronológicos em margens passivas favoreceu o entendimento da evolução destas. Porém, em alguns casos a evolução de margens passivas pode se tornar mais complexa se eventos tectônicos ressurgentes tomarem lugar na evolução. Podemos citar como exemplo a margem passiva brasileira, onde trabalhos de Gallagher et al. (1994) e muitos outros interpretam que a evolução pós-*rift* teve praticamente só a atuação de erosão e consequente retração de escarpa. Porém trabalhos como os de Hackspacher et al. (2004) e Siqueira-Ribeiro (2007), entre outros, mostram que a evolução do relevo da margem no Sudeste brasileiro é complexa, pois fica evidente nesses trabalhos a atuação de eventos tectônicos, além da atuação isolada de eventos erosivos.

O processo de reativação tectônica do Sudeste brasileiro que acabou por gerar um sistema *rift* chamado de Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB) foi o principal complicador na evolução da margem continental do Sudeste

brasileiro. Com base em um estudo de traços de fissão. As modificações na litosfera decorrentes de processos distensivos já discutidos ficam mais evidentes a partir da aplicação dos métodos termocronológicos.

Em um contexto geral, existe uma tendência de aumento das idades de traços de fissão conforme o avanço para o interior do continente, expondo idades de pouco mais de 30 Ma na Serra do Mar (margem continental), atingindo idades de até 243 Ma (no caso das apatitas) em regiões mais distantes da Serra da Mantiqueira. Diversos autores já haviam atentado para tal fenômeno na região ou mesmo em outras margens de *rifts* (Gallagher et al., 1998; Ghebreab et al., 2002; Spiegel et al., 2004; Van der Beek et al., 1998, entre outros). Esse acontecimento vem enunciar que a margem continental sofreu com eventos térmicos e esteve mais ativa tectônica ou epirogeneticamente até mais recentemente, enquanto o interior permaneceu um pouco mais estável nos últimos milhões de anos.

Porém, se observada somente a região mais próxima ao RCSB, as escarpas voltadas a essa estrutura apresentam uma variação de idade; possuem um rejuvenescimento em direção às bacias, principalmente no lado norte (Serra da Mantiqueira). Essa variação provavelmente ocorre em função da instalação do próprio *rift* e de reativações de antigas zonas de cisalhamento.

Como afirmado anteriormente, próximo ao *rift* há uma mudança na disposição geral das idades, e quando observado ao longo de perfis, muita vezes são observadas variações contrárias à esperada em um evento de soerguimento somente, nas quais as cotas mais baixas possuem idades mais novas, e nos topos das serras, mais antigas (pois passou primeiro pela isoterma que dá início à geração dos traços).

Guedes et al. (2000) e Ribeiro (2003), em estudos próximos a zonas de falhas, mostraram que estas causam

alterações na distribuição das idades ao longo da área. Esses dois trabalhos foram realizados em zonas de falhas normais, na Serra da Mantiqueira, e mostraram idades mais antigas na capa (teto) e idades mais novas na lapa (muro). O resultado é correlacionado a pulsos tectônicos individuais, onde a região mais elevada já teria sido alçada anteriormente ao alçamento da parte inferior da serra (Figura 10). Mais recentemente, Siqueira-Ribeiro (2007) também identificou os falhamentos na Serra do Mar como os causadores da distribuição heterogênia das idades traços de fissão na área.

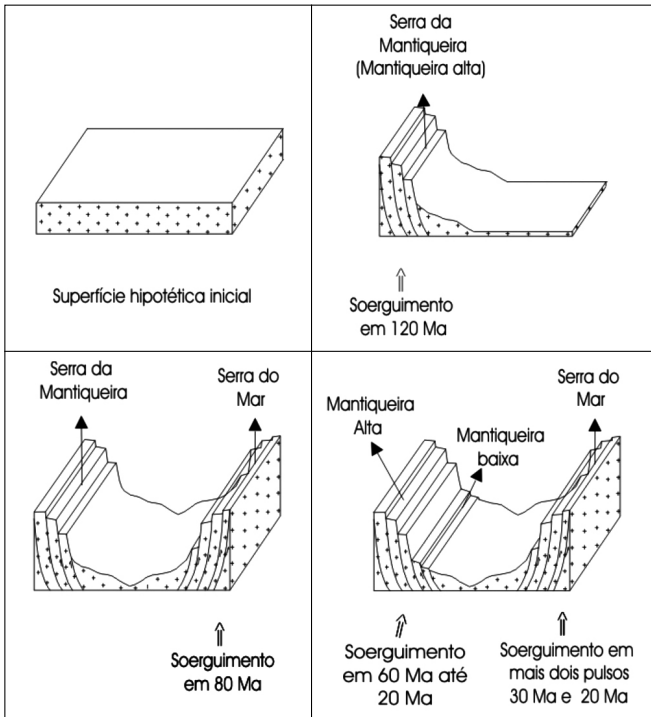



Figura 10 – Evolução proposta por Hackspacher et al. (2004), Guedes et al. (2000) e Ribeiro (2003), baseados em estudos de traços de fissão em zonas de falhas na Serra da Mantiqueira.

Fonte: modificado de Genaro, 2005

Para a configuração da distribuição apresentada na área de estudo, devemos ressaltar que na região não ocorre uma única falha, mas uma sucessão delas, formando assim uma estrutura clássica do tipo *rift*. Portanto, uma possível explicação para a inversão das idades ao longo de um perfil semivertical seria um modelo de blocos escalonados, comum em processos de abertura tipo *rift*, como o do RCSB.

A disposição geral das amostras apresenta um envelhecimento destas com o aumento da altitude. A percepção do envelhecimento fica mais fácil por meio de gráficos de idades por altitude (Figura 11).

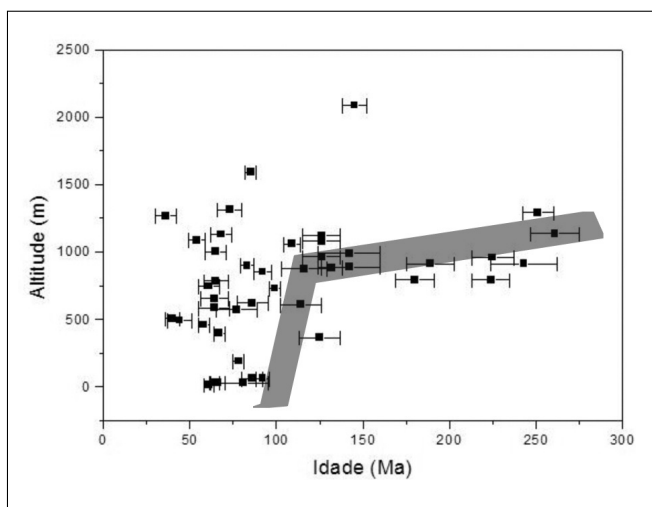



Figura 11 – Gráfico idades x altitudes mostrando o comportamento geral das idades das amostras. A sombra indica a disposição preferencial do gráfico.

Fonte: modificado de Genaro, 2008

Agora, pequenos perfis próximos ao RCSB mostram a distribuição contrária no mesmo gráfico de idade *versus* altitude (Figura 12).

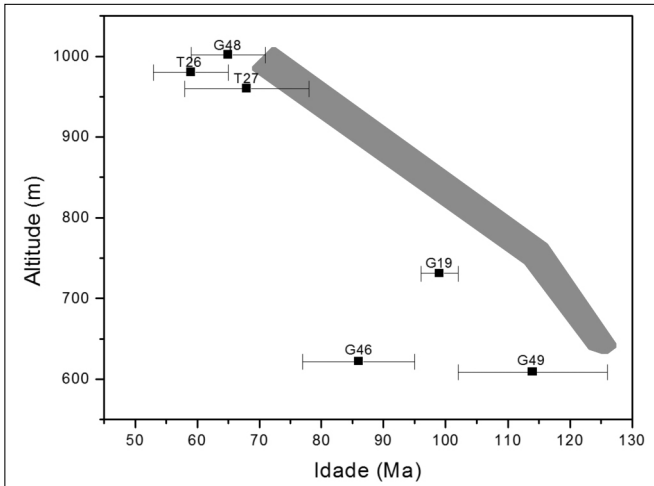



Figura 12 – Gráfico idades x altitudes mostrando mudança de comportamento próximo ao RCSB. A sombra indica a disposição preferencial do gráfico.

Para explicar as idades encontradas no embasamento rente ao RCSB, propõem-se um processo que ocasionaria um soerguimento diferencial e, com isso, uma erosão mais acentuada nos blocos mais altos. Nesses blocos, as idades mais novas seriam erodidas, deixando expostas às idades mais antigas, ao contrário de um soerguimento simples seguido de uma denudação, em que as amostras do topo teriam idades mais antigas comparativamente à base (Figura 13).

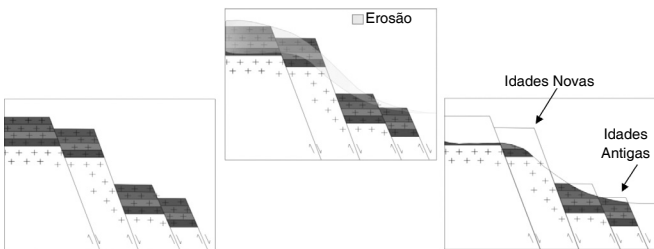



Figura 13 – Esquema de denudação em blocos escalonados.

Ambientes conservativos ou transcorrentes

Ambientes tectônicos conservativos ou margem de placa conservativa é aquela onde não há a formação nem o consumo por subducção da litosfera onde a movimentação das placas se dá por meio da formação de sistemas de falhas em que o movimento é paralelo à direção da falha principal (Moores; Twiss, 1995). Geralmente, essas zonas de transcorrência estão associadas a zonas convergentes ou divergentes, para permitir a movimentação diferenciada de blocos subductantes ou, no caso da zona divergente, permitir diferentes taxas de expansão oceânica. Em junções tríplices, um ou mais braços podem sofrer movimentação transcorrente.

Portanto, as zonas de falhas transcorrentes geralmente possuem terminação em uma zona de subducção e/ou de expansão oceânica. Associada aos sistemas transcorrentes existe uma gama de estruturas que são desenvolvidas e que geram basicamente áreas compressivas com soerguimento e áreas distensivas e subsidentes. Assim sendo, zonas transcorrentes se tornam importantes áreas de geração de relevo.

Em geral, as zonas transcorrentes são compostas por falhas principais de grande rejeito nas quais desenvolvem-se estruturas secundárias. Em termos de campo de tensões, a tectônica transcorrente é caracterizada por um arranjo dos tensores principais com as componentes máxima (σ_1) e mínima (σ_3) horizontais, enquanto a componente intermediária está contida no plano de falha, que é, portanto, vertical. A deformação produzida é do tipo cisalhamento simples (rotacional), uma vez que, com o movimento progressivo, os elementos previamente formados vão sendo rotacionados e têm sua posição original alterada. Se tomarmos o diagrama de Riedel como referência (Wilcox et al., 1973), as principais estruturas associadas, importantes de serem

destacadas, são as falhas de tensão relacionadas à extensão do elipsoide de *strain* (perpendiculares ao maior eixo do elipsoide) e as dobras em *echelon* (dobras com eixo paralelo ao maior eixo do elipsoide). De acordo com o sentido de movimento e disposição entre as falhas principais, áreas compressivas ou distensivas irão se formar, como mostra a Figura 14.

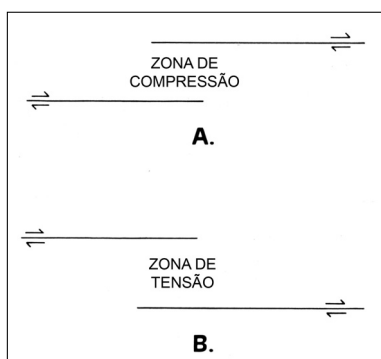



Figura 14 – (A) Com o sentido de movimento dextral, a sobreposição das falhas à esquerda faz que se forme uma zona de compressão resultando em soerguimento. (B) Com o sentido de movimento dextral, a sobreposição das falhas à direita faz que se forme uma zona de tensão resultando em abatimento e formação de bacia.

A facilidade de geração de estruturas secundárias de transtensão associadas à falha transcorrente principal faz que zonas de transcorrência sejam importantes áreas de geração de áreas subsidentes, consequentemente locais de formação de bacias sedimentares. No geral, bacias formadas em zonas de transcorrência são chamadas de *pull-apart*, porém essa denominação é dada quando as bacias são formadas por um processo de falhamento normal perpendicular às duas falhas principais paralelas com um segmento superposto, ou ainda quando uma zona de falha transcorrente apresenta uma curvatura em sua direção. Porém, outros padrões estruturais transcorrentes

também geram áreas subsidentes, como, por exemplo, falhas que convergem ou divergem mostrando padrões anastomosados ou ainda quando cruzam diversas vezes dando origem a formas romboédricas.

Da mesma forma que associada a grandes falhas transcorrentes, há a formação de zonas transtensivas que formam bacias, zonas transpressivas também são geradas, formando áreas soerguidas. No geral, em um sistema transcorrente há a alternância entre áreas bacinais e áreas soerguidas, gerando um padrão de relevo peculiar onde essas áreas soerguidas acabam por sofrer proeminente erosão, fornecendo sedimentos para as bacias adjacentes.

Lançando mão novamente neste ponto dos conceitos térmicos e dos modelos de isotermas de Stüwe et al. (1994) e Braun (2002; 2005) discutidos anteriormente, percebe-se que esse ambiente tectônico e as formas de relevo geradas podem provocar uma grande mudança na forma das isotermas rasas, consequentemente podendo ser bem descritas por meio dos métodos termocronológicos discutidos neste livro.

Referências bibliográficas

BRAUN, J. Quantifying the Effect of Recent Relief Changes on Age-Elevation Relationships. *Earth Planet Sci. Lett.*, [S.l.], v.200, p.331-43, 2002.

______. Quantitative Constraints on Rate of Landform Evolution Derived from Low-Temperature Thermochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, [S.l.], v.58, p.351-74, 2005.

BURBANK, D. W.; PINTER, N. Landscape Evolution: The Interactions of Tectonics and Surface Processes: *Basin Research*, [S.l.], v.11, p.1-6, 1999.

CATUNEAUNU, O. Retroarc Foreland Systems: Evolution Through Time. *Journal of African Earth Sciences*, [S.l.], v.38, p.225-42, 2004.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; PINHEIRO, R. V. L. *Bacias sedimentares*. [S.l.]: Editora Universitária UFPA, 1992.

ENGLAND, P. C.; RICHARDSON, S. W. The Influence of Erosion Upon the Mineral Facies of Rocks from Different Metamorphic Environments. *J. Geol. Soc. London.*, London, v.134, p.201-13, 1977.

______; THOMPSON, A. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer During the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. *Journal of Petrology*, [S.l.], v.25, p.894-928, 1984.

FITZGERALD, P. G. et al. Asymmetric Exhumation Across the Pyrenean Orogen: Implications for the Tectonic Evolution of a Collisional Orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.173, p.157-70, 1999.

GALLAGHER, K.; HAWKEWORTH, C.; MANTOVANI, M. The Denudation History of Onshore Continental Margin of S.E. Brazil Inferred from Fission Track Data. *Journal Geophysical Research B*, [S.l.], v.99, p.18117-45, 1994.

______; BROWN, R. W.; JOHNSON, C. Fission Track Analysis and its Application to Geological Problems. *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences*, [S.l.], v.26, p.519-72, 1998.

GENARO, D. T. Soerguimento, exumação e denudação, a partir do fanerozoico, na região do Vale do Paraíba do Sul. [S.l.], 2005. 60f. Exame de qualificação (Mestrado em Geologia Regional) –Universidade Estadual Paulista.

______. Processos de rifteamento continental, por traços de fissão em zircões e apatitas, aplicados no *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro, bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e circunvizinhanças. [S.l.], 2008. 113f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) –Universidade Estadual Paulista.

GHEBREAB, W. et al. Constraints for Timing of Extensional Tectonics in the Western Margin of the Red Sea in Eritrea. *Earth Plan. Sci. Lett.*, [S.l.], v.200, p.107-19, 2002.

GUEDES, S. et al. Constraints on the Evolution and Thermal History of the Continental Platform of Southeast Brazil, São Paulo State, Using Apatite Fission Track Analysis (AFTA). *Revista Brasileira de Geociências*, [S.l.], v.30, n.1, p.107-9, 2000.

HACKSPACHER, P. C. et al. Consolidation and Break-Up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tecto-

nothermal and Denudation Histories. *Gondwana Research*, [S.l.], n.1, p.91-101, 2004.

HESS, H. History of Ocean Basins. Engle AEJ, Petologic Studies. A Volume in Honour of AE Buddington. *Geol. Soc. Am.*, [S.l.], p.599-620, 1961.

HOUSEMAN, G.; ENGLAND, P. A Dynamical Model of Lithosphere Extension and Sedimentary Basin Formation. *J. Geophys. Res.*, [S.l.], v.91, p.719-29, [s.d.].

MOORES, E. M.; TWISS, R. J. *Tectonics*. [S.l.]: W. H. Freeman and Company, 1995. 415p.

RIBEIRO, L. F. B. Morfotectônica da região Centro-Leste do estado de São Paulo e áreas adjacentes de Minas Gerais: termocronologia & paleotensões. [S.l.], 2003. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista.

SIQUEIRA-RIBEIRO, M. C. Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional. [S.l.], 2007. 177f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SPIEGEL, C. et al. Toward a Comprehensive Provenance Analysis: A Multi-Method Approach and its Implications for the Evolution of the Central Alps. *Geological Society of America Special Papers*, [S.l.], v.378, p.37-50, 2004.

STÜWE, K.; WHITE, L.; BROWN, R. The Influence of Eroding Topography on Steady-State Isotherms: Applications to Fission Track Analysis. *Earth Plan. Sci. Lett.*, [S.l.], v.124, p.63-74. 1994.

TANIMOTO, T. Principles of Seismology. *Physics Today*, [S.l.], v.53, p.56-7, 2000.

______; LAY, T. Mantle Dynamics and Seismic Tomography. *Proc. Natl. Acad. Sci.* USA, [S.l.], v.97, p.12409-20, 2000

TOSHIRO, T; LAY, T. Mantle Dynamics and Seismic Tomography. In: SECOND ANNUAL JAPANESE-AMERICAN FRONTIERS OS SCIENCE SYMPOSIUM. International Conference Center, Tsukuba, Japan. p.1-3, [s.d.].

VAN DER BEEK, P. et al. Denudation History of the Malawi and Rukwa Rift Flanks (East African Rift System) from Apatite Fission Track Thermochronology. *Jornal of African Earth Sciences*, [S.l.], v.26, p.363-85, 1998.

WICANDER, R.; MONROE, J. S. *Fundamentos de Geologia Brasil*. [S.l.]: Cencage Learning, 2009, p.508.

WILCOX, R. E.; HARDING, T. P.; SEELY, D. R. Basic Wrench Tectonics. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* [S.l.], v.57, p.74-96, 1973.

3
Processos exógenos na elaboração do relevo

Luiz Felipe Brandini Ribeiro

O estudo dos processos exógenos é efetuado sobre a superfície da Terra. Isso compreende a atuação do clima, da tectônica e da biologia na alteração da rocha, na formação do solo e em sua destruição. Esses processos são os formadores do domínio natural da superfície, a qual é denominada em geomorfologia de "paisagem". A definição mais utilizada é a de Jean Tricart (1977, p.97): "uma porção perceptível a um observador onde se inscreve uma combinação de fatos visíveis e invisíveis e interações as quais, num dado momento, não percebeu senão o resultado global".

Desse modo, este capítulo mostra os principais agentes dos processos da formação e destruição do relevo, suas formas residuais e sua quantificação, cujos resultados serão apresentados nos próximos capítulos. Quanto aos processos modeladores do relevo, podemos citar o clima, a tectônica, os fluxos de calor (como visto no capítulo anterior) e os processos biológicos, os quais não serão abordados neste capítulo por serem temporalmente irrelevantes. Assim, a quantificação temporal dos processos erosivos será necessária, pois apenas uma descrição empírica dos fatos

não pode ser representativa de uma evolução genética da paisagem. Em consequência, iremos apresentar uma estruturação dos referenciais temporais na evolução da paisagem, representados nas diversas teorias de evolução geomorfológicas, independentemente de seus conteúdos empíricos.

Processos físicos na elaboração do relevo

Clima

A delimitação dos domínios climáticos é um dos principais desafios para a classificação climática. Seria cômoda a adoção de valores numéricos com espaçamentos constantes, mas deve-se levar em conta que as mudanças na paisagem não são convencionais, mas sim na definição dos controles que atuam em sua delimitação.

Os grandes domínios climáticos do mundo estão baseados na classificação proposta por Strahler (1978), que teve como fundamento os conhecimentos sobre a circulação geral da atmosfera, associada à origem, à natureza, aos movimentos das massas de ar e às perturbações frontais, responsáveis pela gênese dos sistemas atmosféricos (Mendonça; Danni-Oliveira, 2007).

A diversidade climática depende de vários fatores. Dentre eles, destacam-se: a vegetação; a maritimidade/continentalidade; a latitude; a extensão territorial; as formas de relevo; e a dinâmica das frentes de massa de ar. Este último fator é de suma importância porque atua diretamente tanto na temperatura quanto na pluviosidade, provocando as diferenciações climáticas regionais. Ele é fortemente controlado pela latitude, pois esta retrata a ação de alguns condicionantes astronômicos na quantidade de energia que entra no sistema superfície-atmosfera, como

a rotação da Terra (diferença entre dia e noite), a inclinação do eixo terrestre e o movimento de translação. Uma descrição pormenorizada desses conceitos encontra-se em Mendonça e Danni-Oliveira (ibidem).

Outro fator que diversifica os padrões climáticos da Terra é o relevo, em decorrência de sua variação de altitude, forma e orientação de seus vales e o padrão de suas vertentes.

O relevo apresenta três atributos importantes na definição dos climas: *posição, orientação de suas vertentes e de seus vales* e a *declividade*. A posição do relevo favorece ou dificulta os fluxos de calor e umidade entre as áreas contíguas (ex.: Himalaia) (ibidem).

A orientação do relevo em relação ao Sol irá definir as vertentes mais aquecidas e mais secas e aquelas frias e úmidas. Um exemplo dado por Mendonça e Danni-Oliveira (ibidem) diz que no Hemisfério Sul, as vertentes mais quentes serão aquelas voltadas para o Hemisfério Norte, pois nesse hemisfério o Sol estará sempre no horizonte norte, deixando à sombra as vertentes voltadas para o horizonte sul.

Os vales possuem um controle local do clima. Vales muito fechados favorecem a precipitação intensa das chuvas, e vales muito abertos favorecem o aquecimento solar.

As regiões que possuem em sua superfície um nível ondulado terão o fator declividade modificando a relação superfície/radiação incidente (como visualizado na Figura 15).

A vegetação desempenha um papel regulador de umidade e de temperatura extremamente importante, diminuindo mais a temperatura em áreas florestadas do que em planícies e planaltos, uma vez que as copas, os troncos e os galhos das árvores atuam como barreira à radiação solar direta (ibidem), controlando a deposição e/ou erosão das encostas (Birot, 1960).

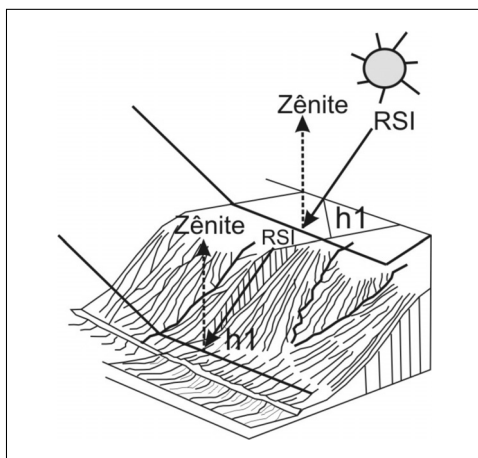



Figura 15 – Altura solar (h) e declividade. Para uma mesma radiação solar incidente (RSI). Quando a incidência do Sol será maior na vertente (45°) do que na planície (90°).

Fonte: modificado de Mendonça e Danni-Oliveira, 2007

Os tipos de clima do Brasil

A classificação do clima no Brasil possui poucas modificações desde a classificação de Strahler (1978), que está baseada nos ventos equatoriais e no microclima vigente. Dentre eles, destacam-se:

O *Clima Equatorial Úmido* (CEU) é dominado pela atuação da massa equatorial continental durante todo o ano, o que produz um clima quente e chuvoso caracterizado pela pequena amplitude térmica.

O *Clima Litorâneo Úmido* (CLU), dominado principalmente pela atuação da massa tropical atlântica, é quente e chuvoso. A pluviosidade média anual varia entre 1.500 mm e 2.000 mm. No verão, a massa tropical atlântica avança sobre as regiões costeiras. O encontro dessa massa com as escarpas planálticas origina massas de ar frio e precipitação de chuvas intensas nas encostas das Serra da Borborema, Chapada Diamantina, Serra do Mar e Serra da Mantiqueira.

O *Clima Tropical* (CT) caracteriza-se por apresentar invernos secos e verões chuvosos. A pluviosidade média anual situa-se em torno dos 1.500 mm. No verão, ele é dominado pela massa equatorial continental e pela massa tropical atlântica. Os planaltos e serras do Sudeste costumam apresentar médias térmicas menores do que o conjunto da área abrangida pelo CT.

O *Clima Tropical Semiárido* (CTSA) abrange a área do Sertão nordestino. Essa área funciona como um centro dispersor de massas de ar, apresentando menores médios pluviométricos que as vigentes no resto do país. As chuvas não ultrapassam a barreira dos 750 mm/ano e apresentam-se irregularmente distribuídas.

O *Clima Subtropical Úmido* (CSU) é dominado pela massa tropical atlântica, mas está sujeito à penetração da massa polar atlântica, principalmente no inverno. Apresenta as maiores amplitudes térmicas entre os climas brasileiros: os verões são quentes e os invernos são frios. A média pluviométrica é elevada (aproximadamente 1.500 mm), não havendo estação seca.

No verão a massa tropical atlântica provoca chuvas por causa do aquecimento do continente. No inverno, ocorre o avanço da massa polar atlântica. O encontro dessas massas de ar diferentes provoca chuvas frontais. A massa polar permanece estacionária e ocasiona ondas de frio de intensidade e duração variáveis. É quando ocorrem as geadas e, em algumas regiões, a queda de neve em algumas cidades do Sul do Brasil.

Processos intempéricos

Introdução

Com a atuação do clima ocorrem diversos tipos de intemperismo. Estes se caracterizam por um conjunto de

processos químicos, físicos e biológicos que provocam a desintegração e a decomposição do relevo.

No *intemperismo físico* ou *mecânico* (atuação da temperatura, por exemplo), próprio de climas secos e quentes, as rochas são degradadas sem a alteração de sua composição. Ocorre uma desintegração mecânica.

O *intemperismo químico*, de domínios úmidos, ocorre quando a água ou substâncias nela dissolvidas reagem com os componentes das rochas, dissolvendo-os. Há a modificação da química das rochas, que ficam mais suceptíveis à erosão pelos demais fatores exógenos.

O produto do intemperismo é a formação do *manto* ou *regolito*, rocha decomposta que repousa sobre a rocha matriz, para que, futuramente, se transforme em solo.

A ação dos agentes orgânicos, como fungos que se depositam nas rochas, caracteriza o *intemperismo biológico*, mas sua ação é desprezível em razão da lentidão com que ocorre.

A relação do clima com o intemperismo

O clima controla o intemperismo quase que diretamente por meio da temperatura e da precipitação de uma região, e também indiretamente mediante os tipos de vegetação que cobrem a paisagem. Iremos considerar os processos intempéricos e a natureza dos materiais resultantes. Usaremos a classificação baseada em Bloom (1970) e o reconhecimento de solo e a geomorfologia baseados em diversos autores que podemos, entre os quais destacar Bigarella et al. (1996), Young; Young (1992) e Lepsch (2007). As abreviações climáticas do Brasil apresentam-se entre parênteses.

As condições favoráveis para tal deposição completa de minerais são encontradas em climas tropicais com a pluviosidade anual elevada e pelo menos uma estação seca. Se o predomínio da estação seca for prolongado,

poderá formar superfícies geomórficas (Capítulo 4) e os minerais ricos em ferro e alumínio podem formar solos lateríticos residuais, às vezes com espessura maior que 100 m (ibidem). Em rochas mais silicosas acima da laterita, podem se formar crostas de sílica amorfa ou estratos de rocha silicosa em meio à laterita.

Em rochas calcárias, ocorre intensa carbonatação, quando o calcário é dissolvido por soluções de ácido carbônico, formando cavernas propriamente ditas (Bloom, 1970).

Algumas feições geomorfológicas originadas no clima tropical úmido registram um conteúdo temporal. As evoluções dos solos lateríticos denotam um exemplo ideal (Figura 16), como a taxa de intemperismo em áreas planas é mais alta que a erosão, a taxa de formação de perfis lateríticos poderia ser de milhões de anos (dependendo do soerguimento regional e a denudação). Perfis lateríticos muito velhos são muito espessos, maturos, chegando a ter mais de 10 m de espessura.

Perfis lateríticos mais antigos, depositados acima de superfícies geomorfológicas, apresentam a formação de juntas de contração e/ou fissuras provocadas pelo intemperismo físico (variação de temperatura). Posteriormente, a atuação do intemperismo químico (dissolução, hidrólise e/ou silicificação) causa o aparecimento de cavidades no perfil laterítico (*piping*), gerando a formação de alvéolos, cavidades e até cavernas (Young; Young, 1992; Bigarella et al., 1996). Segundo Young e Young (1992) e Ribeiro e Siqueira-Ribeiro (2007), esse tipo de cavidade é muito raro e demonstra uma antiguidade muito grande da ordem de milhões de anos.

Regiões quentes e áridas

Esse tipo de clima produz solos tropicais, com altas concentrações de óxido de ferro, urânio, cobre e níquel

que constituem depósitos minerais (Biondi, 2003; Ribeiro, 2009; Ribeiro; Siqueira-Ribeiro, 2009). Quando a rocha é calcária, formam-se superfícies aplainadas, com horizontes de solo empobrecido em componentes orgânicos e químicos. Rochas quartziticas formam relevos aplainados, com deposição de tálus em suas bordas e relevos ruiniformes (ex.: Nordeste do Brasil) (Bloom, 1970; Ribeiro et al., 2006; 2007).

Nesse clima, ocorrem depósitos aos quais é possível inferir uma convenção temporal. São depósitos de tálus sobrepostos, leques aluviais sobrepostos e colúvios sobre paleossolos (Figura 16). Esses tipos de depósito podem ser datados com análise de termolumiscência, isótopos de oxigênio, carbono 14 (Suguio, 1999); indiretamente, por traços de fissão e (U-Th)/He (Burbank et al., 2003; Blythe et al., 2007).

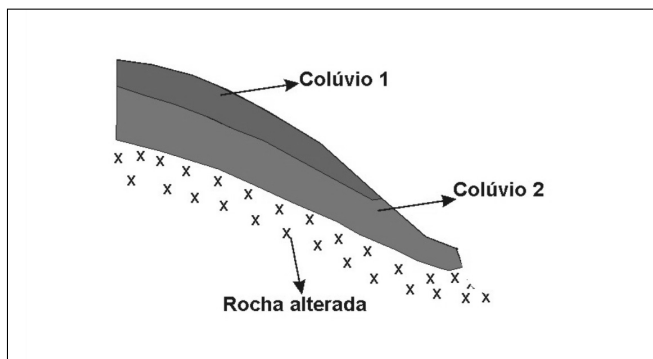



Figura 16 – Esquema mostrando a sobreposição de colúvios.

Região subtropical fria

Nestas regiões, os intemperismos físico e químico predominam, com atuação de chuvas e, em lugares altos, neve, que permitem a hidratação e a oxidação dos minerais formando solos com compostos de ferro e sílica. Em

áreas montanhosas, onde predominam intensas geadas, em alguns lugares até neve (São Joaquim, SC), formam-se solos com o predomínio do intemperismo físico e/ou mecânico, com a formação de solos litólicos quimicamente pobres e o predomínio de tálus, nas vertentes expostas. O intemperismo químico é incipiente apenas por oxidação das rochas (Bloom, 1970).

Nos relevos formados nesse tipo de clima, formam-se múltiplas superfícies geomorfológicas sobrepostas e intensamente erodidas, sendo seu critério temporal difícil de ser analisado (veja o próximo capítulo). Uma análise de múltiplos perfis de solo e um estudo geomorfológico detalhado poderiam elucidar esse problema. Na Austrália, foi feito uma análise similar por Bourne e Twidale (2000).

Depósitos exógenos e sua dinâmica temporal

Solo

O termo solo é às vezes aplicado erroneamente a qualquer tipo de alteração. Entretanto, refere-se a um material mineral e/ou orgânico inconsolidado, poroso, finamente granulado, com natureza e propriedades particulares, herdadas da interação de processos pedogenéticos com fatores ambientais envolvendo as variáveis: material de origem, clima, organismos vivos, relevo e tempo (Bigarella et al., 1996).

Clima

O clima e os organismos são os fatores ativos, porque, durante determinado tempo e em certas condições do relevo, agem diretamente sobre o material de origem

que, portanto, é um fator de resistência ou "passivo" (Lepsch, 2007).

O clima é um importante fator na erosão dos solos. Em milhões de anos, pode ter efeitos consideráveis na exumação e modificação da paisagem. Exemplos dessa modificação são grandes soerguimentos por causa da isostasia frexural e da formação de relevos complexos (Burbank et al., 2003; Blythie et al., 2007).

Relevo

O fator relevo promove no solo diferenças facilmente perceptíveis pela variação de composição e espessura, que pode ocorrer a distâncias relativamente pequenas, quando comparadas com as diferenças advindas unicamente da ação de climas diversos, em função da desigualdade de distribuição, no terreno, da água da chuva, da luz, do calor do sol e da erosão (Bigarella et al., 1996; Lepsch, 2007) (Figura 16).

Contudo, em relevos relativamente planos (superfícies erosivas e planaltos), o relevo favorece uma rápida infiltração (ou boa drenagem), incentivando o intemperismo químico e o grau de oxidação, promovendo cores de solo avermelhadas (Lepsch, 2007). A infiltração lenta da água (ou má drenagem) altera as reações do intemperismo e imprime cores claras ao solo. Por outro lado, a intensa infiltração favorece a erosão.

Material de origem

Influência da litologia e estrutura geológica no relevo

Os fatores estruturais do relevo podem ser, de forma bastante sintética, agrupados em duas grandes categorias: fatores litológicos e fatores tectônicos.

As diferenças de dureza das rochas irão desempenhar um papel fundamental no processo geomorfológico denominado de erosão diferencial. A erosão diferencial é um processo erosivo eminentemente seletivo. Ela faz-se mais energicamente em rochas porosas e mais "suavemente" em rochas resistentes. Essa modalidade de erosão seletiva tem como principal mérito ressaltar as diferenças de dureza do material rochoso.

A erosão diferencial depende dos seguintes fatores: a) a consistência da rocha, mais ou menos compacta, e de sua textura. Por exemplo, os calcários e as argilas são mais facilmente desagregáveis pelo intemperismo químico e/ou mecânico do que os granitos; b) do estado de fraturamento da rocha – o sistema de diaclasamento facilita uma concentração da rede de drenagem (percolação de águas subterrâneas) – e da infiltração das águas; c) o grau de permeabilidade da rocha.

As áreas intensamente fraturadas, quando situadas nas imediações de corpos rochosos, são facilmente alteradas pelo intemperismo físico, químico e, certas áreas, pelo biológico. O intenso fraturamento colabora para uma maior infiltração das águas e, consequentemente, uma maior intemperização química dos materiais rochosos. Esses materiais, assim alterados, são facilmente erodidos pelos processos erosivos subsequentes (Shroder, 1998; Milliman; Syviski, 1992).

Os quartzitos, rochas decorrentes da metamorfização do arenito, são, na maioria dos casos, mais resistentes ao intemperismo e à erosão do que diversas outras rochas. No caso de quartzitos mais homogêneos, o relevo resultante é quase sempre representado por cristas elevadas e alongadas, segundo a orientação tectônica, com presença de solos litólicos. Se esses quartzitos forem frágeis e geralmente antigos, poderão ocupar posição de vales ou regiões rebaixadas, formando relevos tabulares.

Os diques de diabásio e de andesito, dependendo da qualidade das rochas encaixantes, possuem comportamentos geomorfológicos distintos. Se as rochas encaixantes forem mais resistentes, os diques condicionarão a formação de vales com a presença de solos, em decorrência da remoção efetiva das rochas ígneas básicas. Se, por outro lado, as rochas encaixantes forem menos resistentes e passíveis de desgaste rápido, os diques constituirão elevações que irão se dispor de forma grosseiramente paralela (E.x: Parauna em Goiás) (Casseti, 2007).

Os fatores tectônicos correspondem às forças tectônicas, de caráter endógeno, que edificam e modificam o relevo mediante a deformação da litologia e geram intensos dobramentos, falhamentos, subsidências, basculamentos e exumações (quando associados a eventos erosivos). Nos capítulos 1 e 2 são discutidos esses processos.

As zonas de falha favorecem uma erosão diferencial em sua parte mais alta (capa), favorecendo a interação de processos intempéricos físico e químicos e a correspondente formação de solos litólicos. Consequentemente, em sua parte mais baixa ocorre menor atuação de processos erosivos e a formação de solos espessos e maturos, seguida de uma sobreposição de solos jovens correspondentes à erosão da capa (Capítulo 5).

Idade da superfície do terreno

O uso do termo "tempo/idade" em pedologia normalmente está relacionado a um tempo cronológico ainda pouco estudado e à maturidade ou ao grau de desenvolvimento de um solo. Assim, quando se diz que um solo é jovem, isso significa que a pedogênese foi pouco intensa (condições de relevo plano, clima frio ou seco, controle tectônico estável ou inexistente), ou que a taxa de erosão foi maior que a taxa de pedogênese (relevo acidentado),

formando um solo pouco espesso, podendo apresentar minerais ainda passíveis de intemperização (Bigarella et al., 1996; Cunha; Guerra, 1998; Lepsch, 2002).

Ao contrário, a referência a *um* solo velho indica tratar-se de um solo espesso, quimicamente pobre, com minerais profundamente intemperizados e o acúmulo apenas de óxidos, por vezes silicatos (clima úmido ou seco com atividade pluvial intensa). Esses solos podem se tornar espessos quando existir uma atividade neotectônica e/ou soerguimentos.

A idade do solo pode diferir de acordo com sua posição na vertente (superfícies geomorfológicas, pedimentos, terraços etc.). Portanto, a idade varia de um local para outro, o que explica muitas diferenças dos solos de uma toposequência (Figura 17). Sua relação pode inferir episódios de diferenças no nível de base atuais e antigos (se for aplicado algum método de datação) (Ribeiro, 2009).

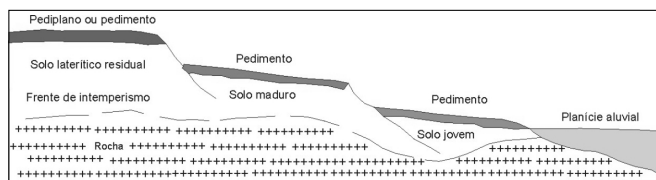



Figura 17 – Idade relativa e posição dos solos na paisagem em diferentes superfícies geomorfológicas.
Fonte: adaptado de Bigarella et al., 1996

Alguns autores, como D'Agostini (1999), criticam a inclusão do tempo como fator na equação geral de formação do solo, já que pela definição um fator de formação seria um agente, uma força, uma condição, um relacionamento ou a combinação destes, que influenciam ou podem influenciar um determinado material de origem, com potencial para mudá-lo. Entretanto, esquecem-se que a maioria dos processos de formação do solo é tão lenta que os efeitos

deles no solo são marcadamente dependentes do tempo. Todas as propriedades morfológicas requerem tempo para se manifestarem no perfil do solo.

Estágio relativo de desenvolvimento do solo

O ciclo de vida de um solo inclui os estágios de material de origem, de solo imaturo, de solo maturo e o de solo velho. O tempo é um fator formador de solo, uma vez que essa formação é resultado de reações químicas, bem como da ação das forças físicas de atração de partículas, que demandam tempo para se manifestar. Certas reações demandam mais tempo que outras, fazendo que haja solos que demandem mais tempo para atingir seu ponto de estado estável (solo maduro) (Biondi, 2003).

O estágio de solo maduro é atingido com o desenvolvimento do horizonte B. Nesse estágio, os minerais primários facilmente intemperizáveis estão quase totalmente decompostos e há um aumento no conteúdo de argila do solo (Figura 18).

Eventualmente, se tempo suficiente foi transcorrido, um solo maduro pode tornar-se tão altamente diferen-

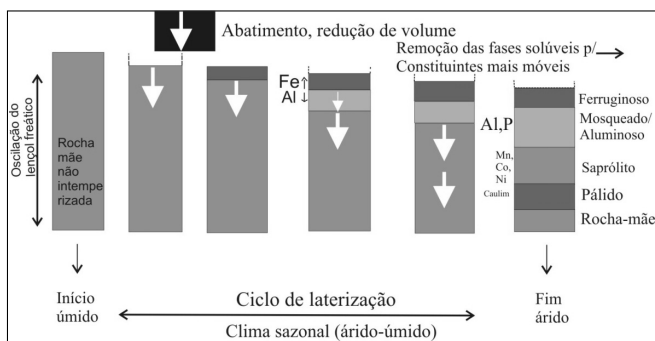



Figura 18 – Esquema mostrando o grau de formação de um perfil laterítico e a deposição de depósitos minerais (note que o tempo está relacionado com a evolução climática).

ciado que grandes diferenças podem ser notadas entre as propriedades dos horizontes A e B, atingindo então o estágio de solo velho. Neste ponto, restam no solo apenas os minerais mais resistentes ao intemperismo, como o ferro e o alumínio, e a formação de lateritas. Esse estágio pode ser computado muitas vezes pela espessura das lateritas ou dos saprolitos ricos em óxidos e de elementos pesados, como o ferro, o ouro, o alumínio e o cobre (Creach et al., 1991; Ribeiro, 2009) (Figura 18).

Taxa de formação dos solos

A taxa de formação de um solo está relacionada aos dias de pedogênese por ano. Pode ser considerada uma medida da velocidade em que o intemperismo se processa em determinado solo sob determinadas condições ambientais. Na maioria das vezes, essa taxa de pedogênese é expressa na forma de centímetros de solo por ano. A questão: quanto tempo leva para formar um centímetro de solo? Isso deve ser analisado com cuidado. Os pedologistas não pensam em termos de polegadas ou centímetros, mas em termos de horizonte, *solum* e perfis, já que se pode observar uma diferença evidente na taxa de formação do solo, por exemplo, entre um material rochoso e um depósito sedimentar inconsolidado, sob as mesmas condições ambientais. Alguns trabalhos apresentam estimativas da idade e da taxa de formação de alguns horizontes e perfis de solos, mas a significância desses trabalhos é questionável.

Alguns fatores que afetam a taxa de pedogênese incluem a intensidade de intemperismo e a inércia pedológica. A intensidade de intemperismo por unidade de volume do solo é maior em perfis rasos. Esse intemperismo em perfis mais rasos de rochas ígneas de textura fina, por exemplo, é relativamente mais lento do que o intemperismo em perfis mais profundos de mesma idade e clima, por

exemplo, formado de um gabbro de textura grossa. A inércia pedológica se refere à resistência do solo frente às alterações em resposta a mudanças que ocorrem nas condições ambientais. Alguns solos calcário-argilosos e ferruginosos são particularmente resistentes a mudanças.

Cálculo das taxas de erosão

A erosão hídrica dos solos pode ser controlada por meio de inúmeras ações, mas fundamentalmente inspiradas em uma única e suficiente necessidade: limitar a velocidade da água, seja ela de escoamento superficial ou de impacto (provocando alteração e intemperismo físico e transporte, respectivamente). O uso dessa equação é a melhor maneira de quantificar grandes áreas, sendo essa equação associada ao cálculo de processos de exumação com resultados de soerguimentos e termocronológicos.

A Universal Soil Loss Equation (USLE) (Wischmeier; Smith, 1978 apud D'Agostini, 1999) (Equação 1) prediz o índice em longo prazo anual médio de erosão em um declive de campo baseado no índice do padrão de chuva, no tipo de terra, na topografia e no sistema de colheita. A USLE somente prediz a quantidade de perda de terra que resulta da erosão de uma única vertente e não explica perdas adicionais de terra que talvez ocorram por causa da ação de rios e até do vento. A equação pode ser utilizada para comparar a perda de solo com análise específica de sistemas de planejamento (D'Agostini, 1999). É frequentemente utilizada como apoio a técnicas de datação de evolução de solos ao longo de milhões de anos, com técnicas isotópicas como o césio -137 (^{137}Cs) e análise de Sistemas de Informação Georreferenciadas SIG (Andrello et al., 2003).

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \qquad \text{(Equação 1)}$$

Onde A = solo perdido pela erosão (t/ha); R = fator de erosividade da chuva (MJ.mm/ha.h); K = é o fator erodibilidade do solo (t.ha.h/ha.MJ.mm); L = fator comprimento de rampa (adimensional); S = fator inclinação de rampa (adimensional); C = fator de cobertura e manejo do solo (adimensional); e P = fator de práticas conservacionistas ou de suporte.

Essa informação, ainda que qualitativa, fornece subsídios relevantes para a elaboração do planejamento agrícola e para o entendimento da evolução de bacias hidrográficas. A adequação do modelo da USLE em ambiente computacional de um SIG permite uma otimização e resultados espaciais mais precisos (D'Agostini, 1999).

O fator R (MJ.mm/ha.h.ano) corresponde à capacidade erosiva da chuva em contato direto com o solo. Esse fator depende das características físicas das chuvas, tais como: intensidade, duração, distribuição e tamanho das gotas.

O fator erodibilidade (K) reflete a suscetibilidade à erosão ou a falta de capacidade de resistir aos processos erosivos para um determinado tipo de solo (Wischmeier; Smith, 1978; Vilar; Prandi, 1993).

Bertoni e Lombardi Neto (1990) conceituaram os fatores C e P de forma dissociada. O fator CP de forma conjunta é definido como a relação entre a perda de solo esperada das áreas com cultivos e vegetação e as áreas descobertas. Esse método é facilmente calculável quando se usa análise por SIG.

Teorias geomorfológicas e a evolução da paisagem

As teorias geomorfológicas fazem parte de um campo conceitual extremamente importante para o estudo da Geomorfologia. Os diversos postulados elaborados desde

o início dos estudos geomorfológicos até a atualidade são relevantes para a compreensão da formação do relevo e de sua relação com ação antrópica na atualidade. Deve-se levar em consideração que tais teorias foram elaboradas sem levar em conta essa atual realidade, isto é, a capacidade que o homem tem de modificar o meio.

Para os geógrafos, geólogos e demais geocientistas, torna-se de extrema importância o aprofundamento no conhecimento dessas relações, pois a Geomorfologia consiste em um excelente campo de análise entre os fatores antrópicos e naturais, sobretudo aqueles ligados à construção da superfície terrestre.

Verifica-se que há um estreito relacionamento entre as concepções evolutivas e o conhecimento empírico dominante na época da formulação das antigas teorias geomorfológicas, portanto um estrito conhecimento de sua filogênese permitirá uma melhor compreensão da evolução do relevo. Os resultados desses processos podem ser vistos nos capítulos 4 e 5.

A seguir um resumo das principais teorias.

Peneplanação

Teoria do ciclo geográfico proposta por William Morris Davis (1899), apresenta uma concepção finalista sistematizada na sucessão das formas de um ciclo ideal conforme descrito por Christofoletti (1999). Esse modelo teórico se apoia na elaboração de três fases no processo de evolução do modelado terrestre: a juventude, a maturidade e senilidade, podendo retornar novamente a uma fase de juventude por meio de movimentos epirogenéticos, caracterizando um processo de rejuvenescimento do relevo (Figura 19).

O ciclo da erosão davisiano compreende um rápido soerguimento tectônico. Cessada essa fase, começa a de-

gradação do relevo, por meio da incisão de rios, acompanhada pela erosão remontante e pela contínua suavização das vertentes (*wearing down*) (Figura 19). Ao final do ciclo, tem-se uma paisagem plana, ligeiramente ondulada, denominada de "peneplano" (Figura 19). Essa teoria está bem descrita em detalhes em Varajão, 1998 e Cunha; Guerra, 1998.

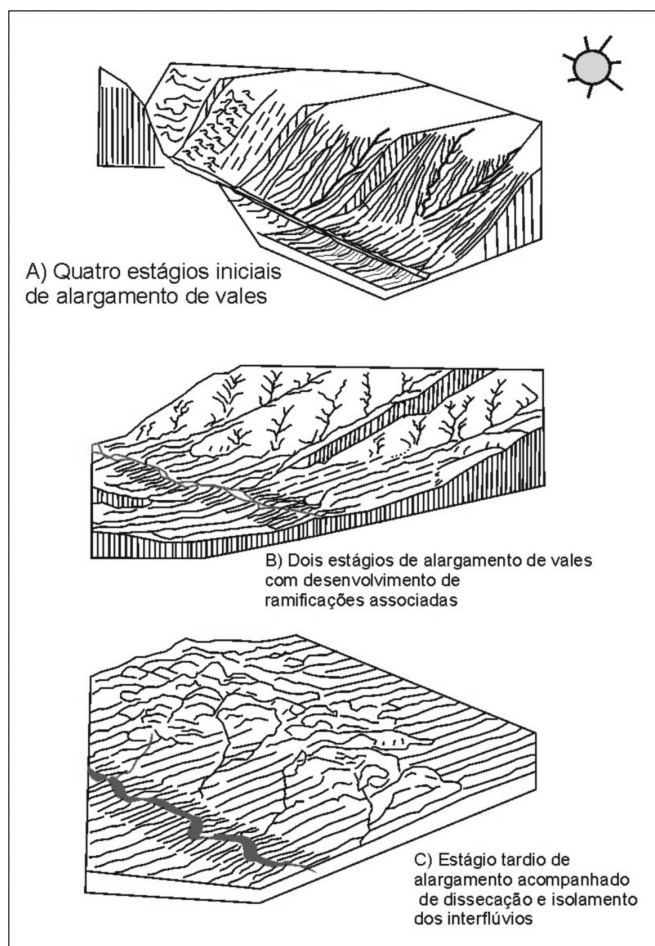



Figura 19 – Ciclo geográfico de Davis (1932).

Soerguimento dômico

Segundo Penck (1924), a evolução do relevo se dá por retração paralela das vertentes (*wearing back*), graças a mecanismos de denudação aliados à força da gravidade. Segundo esse modelo, a diminuição do ângulo de inclinação da vertente ocorre somente na fase final da formação de um relevo já arrasado (denominado *endrrumpf)*, equivalente ao peneplano de Davis (1899) (Figura 20).

Segundo a teoria de Penck (1924), a esculturação da superfície da Terra é determinada pela relação entre a intensidade das forças endogenéticas e a denudação, promovida pelas forças exogenéticas. Penck (ibidem), ao contrário de Davis (1899), acreditava que não havia ocorrência do soerguimento rápido, mas ocorria a lenta ascensão de uma massa terrestre. Era tão lenta que quando relacionada à intensidade de denudação não mostrava nenhuma elevação da superfície (soerguimento dômico) (Figura 20).

Penck (ibidem), ao estudar o Maciço da Floresta Negra, na Alemanha, percebeu que existem vários níveis topográficos ao redor do maciço. Sua explicação para essa forma do relevo de diferentes patamares partiu da teoria de Davis, que assegura que aqueles patamares seriam superfícies de erosão. Contudo, para Penck eles representavam uma série de ciclos parciais, interrompidos por soerguimentos intermitentes (Varajão, 1998).

Ohmori (2003), relacionando as teorias de Davis e Penck e quantificando-as, relatou que o desenvolvimento da paisagem é resultante da correlação entre tectônica e denudação, fazendo o experimento em bacias de drenagem. A relação entre a altitude H (m) e a denudação D (m) é expressa por uma relação de potência com a equação:

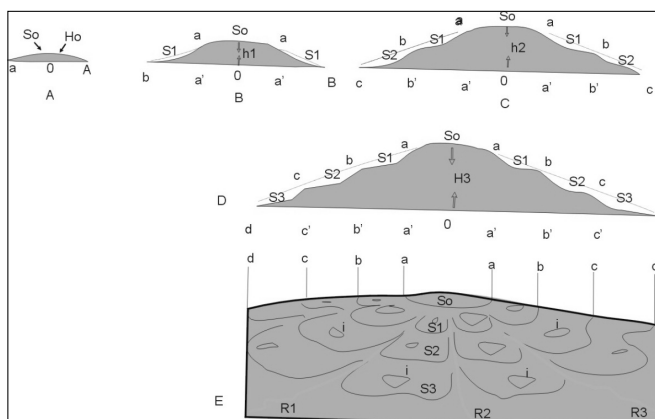
$$D = a.H^b \quad \text{(Equação 2)}$$

So: primärrumpf
S1, S2, S3: aplanamentos periféricos, superfícies de piedmont, piedmontflächen
a, b, c, d, e: nível de base local para as porções de relevo imediatamente mais elevadas
i: relevos residuais
R1, R2, R3: vales fluviais

Figura 20 A, B, C, D, E – Modelo de W. Penck para a elaboração de uma escadaria de piedmont.
Fonte: modificado de Penck, 1924

Onde "a" e "b" são constantes, sendo "a" = altitude principal (topo da nascente, *Knickpoint*) e "b" = a altitude média da denudação nas bacias de drenagem de vários pontos cotados.

A teoria da etchplanação do relevo

O ciclo geográfico de Davis (1899) e Penck (1924) e a teoria do pediplano de King (1942; 1953) (veja a seguir) trabalhavam com variáveis estruturais e climáticas com fundamentação cíclica, mas o papel das alterações geoquímicas das rochas era negligenciado, o que não estava certo, pois como vimos no início deste capítulo, o intem-

perismo age constantemente e é muito dependente das variações climáticas e do relevo. Wayland (1929; 1933) estudando nas peneplanícies de Uganda, África, criou a teoria da etchplanação (*etchplanation*), que consiste em relevos formados pela alternância entre as alterações geoquímicas das rochas e a erosão superficial, formando uma paisagem profundamente alterada, de modo a expor o saprólito a novos ciclos de alteração geoquímica e à erosão, criando *inselbergs* na paisagem. Esse processo ocorreria pelo abaixamento gradual da superfície, pelo transporte e percolação de solúveis em falhas e fraturas e pela ação biológica (idem, 1933) (Figura 21).

Tais processos causam uma interação geoquímica complexa que promove o abaixamento da paisagem (colapso nos horizontes superficiais) e enriquece o lençol freático com cátions e íons que, ao circularem no topo do *front* de alteração, viabilizam a destruição da rocha.

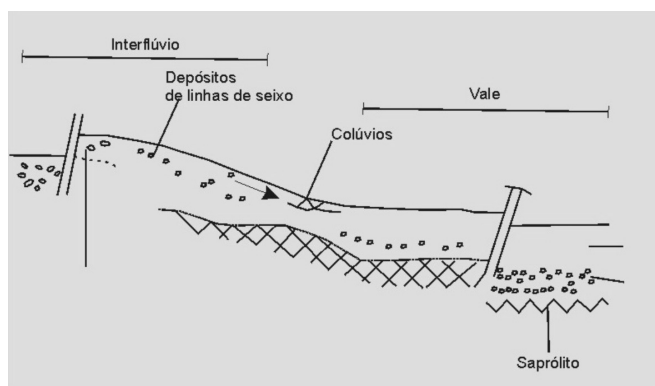



Figura 21 – Modelo de etchplanação para vales e interflúvios.
Fonte: modificado de Thomas e Thorp, 1985

Uma condição fundamental para a ocorrência da etchplanação é a existência de regime cratônico passivo, uma vez que é necessário estabilidade para a ocorrência e o aprofundamento do *front* de intemperismo, com as

consequentes transformações mineralógicas e estruturais no interior do perfil de intemperismo (Twidalle, 1981; Battiau-Queney, 1996). Portanto, esse processo ocorre em regiões antigas intraplaca, acima de superfícies geomorfológicas recobertas por vegetação.

A proposta da teoria da etchplanação está relacionada com: a biorresistasia de Erhart (1967) e o regime cratônico de Fairbridge e Finkl (1980). Ou seja, ciclos de estabilidade e instabilidade de solos (solos monopedomórficos, polipedomórficos), segundo Vitte (1998).

Pediplanação

O conceito de King (1953) foi baseado em reconhecer variações na forma das vertentes em função do clima, e o autor concluiu que os aplainamentos são formados por processos de degradação, sob condições de clima semiárido, a partir da coalecência de pedimentos; o plano assim formado foi definido como pediplano (Figura 22).

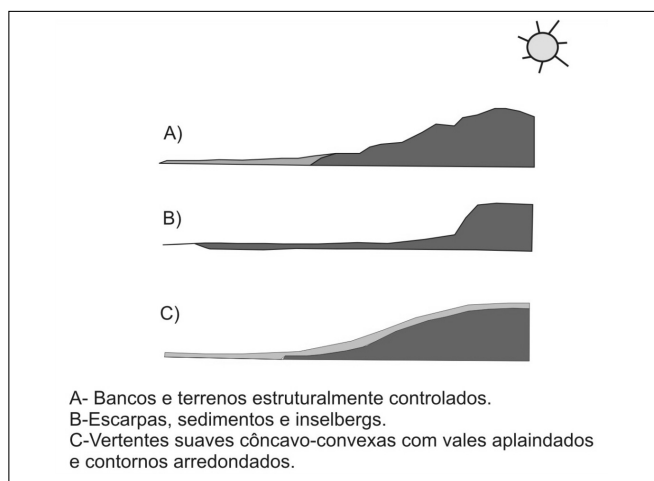



Figura 22 – Perfis de paisagem sob influência de clima árido (A), semiárido (B) e úmido (C), segundo King (1953).

Seu processo de formação se deu sob condições de clima úmido, onde predomina o intemperismo químico (predominando alteração geoquímica de hidrólise) e raramente o físico (rastejamento de vertentes), sendo que a vegetação impede a evolução da vertente, tornando desprezíveis os fenômenos erosivos, contradizendo o conceito "de normalidade" ou "ciclo normal de erosão".

King afirma em sua teoria de pediplanação que a "normalidade" se dá sob condições de clima semiárido, ou seja, períodos nos quais os processos erosivos têm grande importância (Varajão, 1998).

Dupla superfície

Büdel (1957; 1982) revoluciona com o conceito de dupla superfície de planação (*inebnungsflachen*), estudando a Planície de Tamilnad no sudoeste da Índia. Büdel consolidou o papel do intemperismo na análise geomorfológica em que ocorre a interação entre alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial.

Esquematicamente, segundo Büdel (1982), a formação do relevo inicia-se com o abaixamento gradual da superfície, determinado pela velocidade de aprofundamento da alteração e pelas características topográficas do *front* de alteração. Essas características são provocadas pela erosão diferencial dos relevos com a existência de falhas e de fraturas e de seu arranjo litoestrutural, sendo que o *front* de alteração pode apresentar corcovas. Quando ocorre a predominância de juntas, as corcovas são desprendidas e formam blocos rochosos que se distribuem sobre o *front* de alteração (Figura 23).

Para Büdel (ibidem), a concomitância entre o progressivo aprofundamento diferencial do *front* de alteração e a erosão superficial promove o isolamento de alguns setores do *front* de alteração que, paulatinamente, vão sendo alçados à superfície, originando os *inselbergs* (Figura 23).

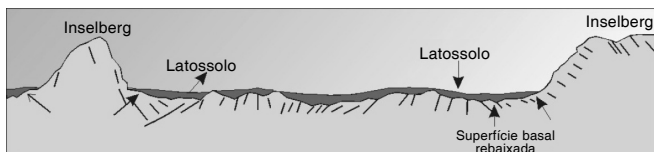



Figura 23 – Esquema de evolução da paisagem segundo Büdel (1982).
Fonte: modificado de Büdel, 1977; 1982

Equilíbrio dinâmico

O trabalho de Hack (1960) sobre equilíbrio dinâmico fundamenta-se na teoria geral dos sistemas, em que as análises das partes da evolução de cada processo de formação dos relevos são mais necessárias do que estudar o conjunto todo da paisagem. O autor foi quem mais trabalhou com o conceito de "equilíbrio dinâmico". Tal conceito tem como princípio básico que o relevo é um sistema aberto e mantém constante troca de energia e matéria com os demais sistemas terrestres (Casseti, 2007).

As formas de relevo e os depósitos superficiais, para Hack (1960), possuem uma íntima relação com a estrutura geológica e com os mecanismos intempéricos, ainda que dê maior importância ao primeiro. Portanto, Hack (ibidem) associa o conceito de Davis (1930) de equilíbrio, com as relações dinâmicas de litologia e estrutura e, posteriormente, com as ideias propostas por Penck (1924).

Enquanto Penck considerava o modelado como resultado da competição entre o levantamento e a erosão, Hack considerava-o como produto de uma competição entre a resistência dos materiais crustais e o potencial das forças de denudação.

Aplainamento pelo intemperismo (aprofundamento geoquímico)

Foi a partir dos trabalhos de Millot (1980; 1983) e de sua equipe que se passou a trabalhar com o conceito de "pla-

nação climática", no qual o intemperismo e a pedogênese são fatores muito ativos, intermediando o embasamento e a erosão superficial. Com sua ocorrência, haveria transformação isovolumétrica da rocha, mas sem afetar as características e propriedades do relevo. A pedogênese, por sua vez, por meio dos mecanismos de geoquímicos, promoveria a transformação dos produtos da alteração, sendo o motor dos fenômenos de aplainamento em zonas de desequilíbrio pedobioclimático (Boulet et al.; 1977). Esse conhecimento, associado com estudos mais avançados de geomorfologia, geologia estrutural e mapeamentos, teve muitas aplicações atuais (Biondi, 2003; Ladeira; Santos, 2005; Ribeiro; Siqueira-Ribeiro, 2009a).

A organização geral das unidades é gerada a partir do intemperismo físico-químico avançado das rochas, em ambientes com clima tropical (preferencialmente em regiões com épocas de chuva e de seca em períodos separados). Nesse ambiente, ocorre a formação de um perfil típico de alteração, o qual Millot, (1970) classificou como mostrado na Figura 24.

Vários depósitos minerais se formam nesses tipos de perfil (Figura24), contudo a região Sudeste do Brasil foi afetada por diversos tipos de tectônica ressurgente (Tello et al., 2003; Ribeiro et al., 2005a; 2005b) e de processos isostáticos com intensa erosão (Hackspacher et al., 2007) e também por um processo complexo em que atuariam a morfotectônica, complexos isostáticos e a erosão (Siqueira-Ribeiro et al., 2009 a). Esses processos imaturos formaram depósitos minerais de outros tipos de minério (Figura 24).

As teorias geomorfológicas mostram que a gênese das superfícies geomorfológicas e os níveis de erosão constituem uma questão complexa, sendo relacionados a períodos de intenso soerguimento, seguido por uma erosão intensa ou a longos períodos de estabilidade tectônica conjugados com variações climáticas, gerando a formação de aplainamentos pelo intemperismo.

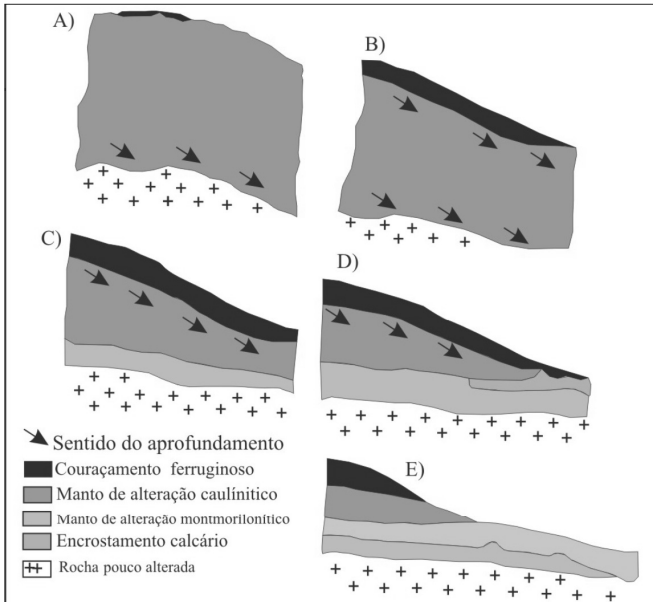



Figura 24 – Perfil esquemático do aprofundamento geoquímico (segundo Nahon, 1991).

Contudo, como dito por Tricart (1977), "o soerguimento epirogênico, as estruturas e a litologia precedem em importância as variações climáticas". Assim sendo, a partir das novas teorias termocronológicas, podemos dizer que, em parte, todas as teorias podem estar exatas. A formação da paisagem é dada pela epirogênese, pelos processos geomorfológicos e geoestruturais e ditada pelas variações climáticas, em uma interação complexa.

Referências bibliográficas

ANDRELLO, A. C; APPOLONI, C. R; GUIMARÃES, M. F. Uso do césio-137 para avaliar taxas de erosão em cultura de soja, café e pastagem. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, [S.l.], v.27, p.223-9, 2003.

BATTIAU-QUENEY, Y. Contraints Form Deep-Crustal Structure on Long-Term Landform Development of the British Isles and Eastern United States. *Geomorphology*, London, n.2, p.53-70, 1996.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. *Conservação do solo*. 2.ed. São Paulo: Ícone Editora, 1990. 335p.

BIGARELLA, J. J; BECKER, R. D.; PASSOS, E. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. Florianópolis: Editora da UFSC, 1996.

BIONDI, J. C. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. [S.l.]: Editora Oficina de Textos, 2003. 528p.

BIROT, P. *Le cycle d' érosion sous lês differents climats*. Rio de Janeiro: Universidade do Brasil, 1960.

BLOOM, A. L. *Superfície da Terra*. São Paulo: Edgar Blücher, 1970. 184p.

BLYTHE A. E. et al. Plio-Quaternary Exhumation History of the Central Nepalese Himalaya: 1. Apatite and Zircon Fission Track and Apatite [U-Th]/He Analyses. *Tectonics*, [S.l.], v.26, p.1-16, 2007.

BOULET, R. et al. Géochime de la Surface et Formes du Relief. I- Desequilibre Pedobioclimatique dans le Couvertures Pedologiques de L'Afrique Tropicale de L'Ouest et son Role dans L'Aplamissenant des Reliefs. *Sc. Gel. Bull.*, Strasbourg, v.30, n.4, p.235-43, 1977.

BOURNE, J. A.; TWIDALE, C. R. Stepped Landscapes and their Significance for General Theories of Landscape Development. *South African Journal of Geology*, [S.l.], v.103, n.2, p.105-19, 2000

BÜDEL, J. Die "Doppelten Einebnungsflachen" in den Fenchten Tropen. *Zeits. Fur Geomorph*, Berlim, v.1, n.2, p.201-28, 1957.

______. Klima Genetische Geomorphologie. *Geographi Rundschau*, Berlim, v.15, n.7, p.269-85, 1977.

______. *Climatic Geomorphology*. Princeton: Princeton Univ. Press., 1982. 443p.

BURBANK, D. W. et al. Decoupling of Erosion and Climate in the Himalaya. *Naturev.*, [S.l.], v.426, p.652-5, 2003.

CASSETI, V. *Geomorfologia*. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/cap4/index.php>. Acesso em: 3 maio 2007.

CHAVES, H. M. L. *Estimativa da erosão atual e potencial no Vale do São Francisco. Relatório Final de Consultoria*. Brasília: Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e do Parnaíba (Codevasf; FAO), 1994. 35 p.

CORRÊA, A. C. B.; MENDES, I. A. O problema das superfícies de erosão: novas abordagens conceituais e metodológicas. *Revista de Geografia DCG/UFPE*, Recife, v.18, n.2, p.70-86, 2002.

CREACH, M. et al. Estudo mineralógico e cristaloquímico dos produtos cupríferos silicatados da jazida de Santa Blandina, Itapeva (SP). In: ACADEMIA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS. *Anais...* v.63, n.3, p.247-63, 1991.

CHRISTOFOLETTI, A. *Modelagem de sistemas ambientais*. São Paulo: Edgard Blücher. 1999.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 388p.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. *Geographical Journal*, [S.l.], v.14, p.481-504, 1899.

______. Piedmont Benchland and Premärrumpfe. *Bull Geol. Soc. Amer*, [S.l.], v.43, p.399-440, 1932.

D'AGOSTINI, L. R. *Erosão:* o problema mais que o processo. Florianópolis: Editora da UFSC, 1999. 131p.

DESMET, P. J. J.; GOVERS, G. A GIS Procedure for Automatically Calculating the USLE LS Factor on Topographically Complex Landscape Units. *Journal of Soil and Water Conservation*, [S.l.], v.51, n.5, p.427-33, 1996.

ERHART, H. La Gênese des Sols en Tant que Phenomena Géologique. Paris: Masson, 1967. 177p.

FAIRBRIDGE, R. W.; FINKL, C. W. Cratonic Erosional Unconformities and Peneplains. *Journal of Geology*, [S.l.], v.88, p.69-86, 1980.

HACK, J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions. *American Journal of Science*, [S.l.], v.258, p.80-97, 1960.

HACKSPACHER, P. C. et al. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências*, [S.l.], v.37 (4 suplemento), p.76-86, 2007.

KING, L. C. Canons of Landscape Evolution. *Bulletin Geological Society of America*, [S.l.], v.64, p.721-52, 1953.

______. *The Morphology of the Earth*. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1962.

LADEIRA, F. S. B.; SANTOS, M. O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, [S.l.], v.6, p.3-20, 2005.

LEPSCH, I. F. *Formação e conservação dos solos*. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 178p.

MENDONÇA, F.; DANN-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia:* noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 206p.

MILLIMAN, J. D.; SYVISTSKI, J. P. M. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *Journal of Geology*, [S.l.], v.100, p.525-44, 1992.

MILLOT, G. *Geology of Clays* (Engl transl W.R. Farrand e H. Paquet). London : Chapman and Hall, 1970.

______. Leas Grands Aplanaissements des Soches Continentaux dans les Pays Subtropicaux, Tropicaux et Desertique. *Mém. ORSTOM, Soc. Geol. France*, v.10, p.295-305, 1980.

______. Planation of Continents by Intertropical Weathering and Pedogenetic Processes. In: MELFI, J. A.; CARVALHO, A. (eds.). *Laterisation Processes.* São Paulo: IG-USP, 1983, p.53-63.

NAHON, D. B. *Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering*. New York: John Wiley & Sons, 1991. 313p.

OHMORI, H. The Paradox of Equivalence of the Davisian End – Peneplain and Penckian Primary Peneplain. In: EVANS, I. S. et al. (eds.). *Conceppts and Modelling in Geomorphology*: International Perspectives. Tokyo: Terrapub, Tokyo, 2003, p.3-32.

PENCK, W. *The Morphological Analysis*. New York: John Wiley & Sons, 1953.

RIBEIRO, L. F. B. Paleossuperfícies e evolução intempérica relacionada a depósitos supergenos de ferro e cobre no sul do município de Itapeva, Vale do Ribeira (SP). *Caminhos da Geografia*, Universidade de Uberlândia (UFU), v.10, n.30, p.155- 159. Disponível em: <http://www.ig.ufu.br/revista/caminhos.html. 2009>.

______; SIQUEIRA-RIBEIRO, M. C. Morphostructural and Morphotectonics Control of Caves, Smaller Cavities and Rock Shelters of the Ipeúna e Itirapina (SP). *Espeleo-Tema*, São Paulo, v.25, p.9-15, 2007.

______. Padrão de interseção de juntas reconhecidas em saprólitos e a acumulação de mineralização de cobre nas fraturas mina de Santa Blandina Vale do Ribeira (sudoeste de São Paulo, Brasil). In: CONGRESSO SUL-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA. La Plata, Argentina: no prelo, 2009a.

______. Paleossuperfícies e seus produtos de intemperismo a nível ecônomico: a acumulação do cobre na região de Itapeva e Ribeirão Branco (Vale do Ribeira, Sudoeste de São Paulo, Brasil). In: CONGRESSO SUL-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA. La Plata, Argentina: no prelo, 2009b.

RIBEIRO, L. F. B. et al. Thermotectonic and Fault Dynamic Analysis of Precambriam Basement and Tectonics Constraints with the Paraná Basin. *Radiation Mensurements*, [S.l.], v.39, p.669-673, 2005a.

______. Phanerozoic Brittle Tectonics in the South American Continental Platform, Southeast Brazil: New Insights from Fission Tracks Studies on Apatite in Reactived Faults Zones. *Revista Brasileira de Geociências*, [S.l.], v.35(2), p.151-64, 2005b.

______. Relevo pseudocárstico e topografia ruiniforme em formações lateríticas na Serra de São Pedro (SP): implicações morfoestruturais e genéticas In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA (SINAGEOP). 2006, Goiânia. *Anais...*, p.143-6.

______. Análise morfopedológica e estrutural de corridas de detrito e sua correlação com o paleoclima e soerguimento das cuestas arenítico-basálticas no município de Itirapina (SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE. 2007, Diamantina (MG). *Anais...* v.1. Belo Horizonte: Ática – eventos, 2007, p.140-2.

SIQUEIRA-RIBEIRO, M. C. et al. Evolução tectônica e denudacional da Serra do Mar (SE/Brasil) no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno utilizando análises de traços de fissão e U-Th/He em apatitas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, [S.l.], no prelo.

SANTANNA NETO, J. L. História da climatologia no brasil: gênese e paradigmas do clima como fenômeno geográfico. *Cadernos Geográficos*, Florianópolis, UFSC, n.7, 2004.

SERAFIM, B. *Fatores de formação dos solos*: tempo. Disponível em. <http://www.ufv.br/>. Acesso em: 25 jul. 2009.

SHRODER JR. Slope Failure and Denudation in the Western Himalaya. *Geomorphology*, [S.l.], v.26, n.1-3, p.81-105, 1998

STRAHLER, A. N. *Modern Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons, 1978.

SUGUIO, K.1999. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo: Editora Paulos' Comunicações e Artes Gráficas, 1999.

TELLO SAENZ, C. A. et al. Recognition of Cretaceus, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian Areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. *Journal of South American Earth Science*, [S.l.], v.15, 2003, p.137-42.

THOMAS, M. F. *Tropical Geomorphology*: A Study of Weathering on Landforms Development in Warm Climates. New York: John Wiley & Sons, 1974. 313p.

______; THORP, M. B. Environmental Change and Episodic Etchplanation in the Humid Tropics of Sierra Leone: The Koidu Etchplain. In: DOUGLAS, I.; SPENCER, T. (Eds.). *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. London: Allen and Unwin, 1985, p.239-367.

TRICART, J. *The Landforms of the Humid Tropics Forests and Savannas.* In: KIEWIETDEJONGE, C. J. (1972). London: Longmans, 1965.

______. *Ecodinâmica*. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Superintendência de Recursos Naturais e Meio ambiente: Rio de Janeiro, 1977. (original publicado em 1965, na França).

______. Evidence of Upper Pleistocene Dry Climates in Northern South America. In: DOUGLAS, I.; SPENCER, T. (Eds.). *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. London: Allen and Unwin, 1985, p.197-217.

TWIDALE, C. R. Pediments, Peneplains and Ultiplains. *Rev. Geomorph. Dynam.*, [S.l.], v.32, p.1-35, 1981.

______; LAGEAT, Y. Climatic Geomorphology: A Critique. *Progress Physical Geography*, [S.l.], v.18, p.319-34, 1994.

VARAJÃO, C. A. C. As teorias geomorfológicas e a evolução da paisagem. *Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, v.52, n.1, p.45-51, 1998.

VILAR, O. A.; PRANDI, E. M. Erosão dos solos. In: CINTRA, J. C. A.; ALBIERO, J. H. (eds.). *Solos do interior de São Paulo*. São Carlos: ABMS; USP, 1993, p.177-206.

VITTE, A C. *Etchplanação em Juquiá (SP):* relações entre o intemperismo químico e as mudanças climáticas no desenvolvimento das formas de relevo em margem cratônica passiva. São Paulo, 1998. 276f. Tese (Doutorado em Geografia Física) – FFLCH-USP.

WAYLAND, E. J. African Pluvial Periods. *Nature*, [S.l.], v.123, p.607, 1929.

______. Peneplais and Some Other Erosional Platforms. *Annual Report and Bulletin, Protectorate of Uganda Geological Survey*, Department of Mines, Note 1, p.77-9, 1933. In: ADAMS, G. F. *Planation Surfaces*: Peneplaisns, Pediplains, and Etchplains. Stroudsburg, Pennsylvania: Doden, Hutchinson, 1975.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. *Predicting Rainfall Erosion Losses*: A Guide to Conservation Planning. Washington: Department of Agriculture, 1978. 58p. (USDA Agric. Handbook, n.537).

YOUNG, R.; YOUNG, A. *Sandstone Landforms*. Berlin Heidelberg: Springer; Verlag, 1992. 163p.

4
Considerações sobre a evolução morfogenética dos grandes escarpamentos

Marli Carina Siqueira-Ribeiro

De acordo com os modelos propostos para a formação dos grandes escarpamentos, estes são formados em decorrência de processos de soerguimento, rifteamento e ruptura continental. Os escarpamentos são feições de relevo que se distribuem paralelamente ao longo de grandes porções de terras emersas adjacentes à margem continental. Geralmente, estas são compostas por planaltos elevados e planícies costeiras. Essas feições geomorfológicas são relacionadas geneticamente ao rifteamento continental (Capítulo 2), e a retração no interior continental ocorre a partir da zona do eixo principal da zona de rifteamento desde o momento da abertura continental, onde o nível de base local é rebaixado e as margens dos flancos são soerguidas (Ollier, 1985).

Inúmeros trabalhos têm procurado compreender o processo de rifteamento e a formação de margens continentais, correlacionando-os à geração e o desenvolvimento dos escarpamentos aos processos de soerguimento e mudanças do nível de base.

Aspectos geomorfológicos dos escarpamentos

Os escarpamentos separam duas regiões com características geomorfológicas diferenciadas: os planaltos escalonados caracterizados por relevos rebaixados e com baixa taxa erosiva, e a zona costeira com poucas paleoformas formada por relevos com altitudes moderadas e processos erosivos acelerados.

As regiões escarpadas distribuem-se de maneira irregular, caracterizando claramente ser o produto de uma ação erosiva, com embaciamento e geração de extensos canais fluviais que migram na direção das planícies costeiras.

Muitas vezes as diferenças litológicas existentes nas regiões formadas pelos escarpamentos acabam acelerando os processos erosionais que permanecem ativamente modelando e retraindo essas feições morfológicas. Algumas dessas feições, às vezes são fortemente esculpidas em função do padrão estrutural, contradizendo a evolução dos escarpamentos apenas em função dos processos erosivos.

Modelo para formação dos escarpamentos

De acordo com os modelos clássicos propostos para as formações de grandes escarpamentos, estes retratam que sua evolução geomorfológica a longo prazo baseia-se na dinâmica entre os processos ascensionais, subsidência, denudação e sedimentação junto à margem continental (Capítulo 2 para maior detalhamento sobre os processos que contribuem na geração das margens continentais).

Essas afirmações são baseadas nas concepções de Gilchrist e Summerfield (1990), Gilchrist et al. (1994) e Kooi e Beaumont (1994), que descrevem a evolução e formação de relevos escarpados da seguinte forma:

(a) os processos extensionais geram subsidência e formação de bacias sedimentares, onde a presença de

níveis de base mais rebaixados drena todo o sistema fluvial para o interior do *rift* recém-formado (Figura 25 a);

(b) os processos extensionais podem causar um soerguimento imediato da superfície, adjacente à nova bacia sedimentar recém-formada, desse modo gerando um flanco de *rift* que pode defletir os padrões de drenagem existentes em direção ao interior da margem continental recém-formada. Alguns fatores adicionais, especialmente variações no estilo tectônico ao longo dos eixos da bacia *rift*, podem modificar o padrão da rede de drenagem primária (Gilchrist et al., 994) (Figura 25a);

(c) a soma e a recombinação desses fatores reorientam o padrão da rede de drenagem dentro de dois sistemas fluviais distintos. O primeiro, uma drenagem do tipo endorreico, drenando diretamente em direção ao interior do flanco do *rift*, com um processo de rejuvenescimento bem menor e um rebaixamento do nível de base quase imperceptível (Figura 25b). O segundo sistema fluvial caracteriza o novo padrão de drenagem *sin-rift* (Figura 25b), drenando boa parte do flanco do *rift* adjacente às depressões recém-geradas. Dentro dessa área, as drenagens apresentam escalonamento e são alinhadas perpendicularmente à nova margem costeira. Muitas vezes, as atuações dos processos erosivos levam a uma rápida incisão nos flancos do *rift*, conduzindo a uma alta taxa de denudação e soerguimento isostático (Capítulo 2);

(d) processos associados a eventos tectônicos. A ruptura do nível de base promovida nesse setor acaba por gerar a acentuação dos processos de dissecação e crescimento das bacias de drenagens por causa da retração das nascentes em direção ao flanco do *rift* (Figura 25c). Essa reorganização e esse aumento de gradiente no sistema da rede de drenagem acabam

promovendo o rejuvenescimento da paisagem e a formação de planaltos escalonados (figuras 25d e 26).

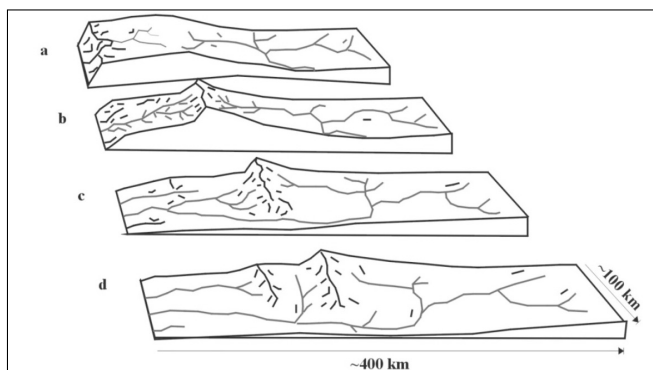



Figura 25 – Revisão conceitual do modelo de evolução da paisagem da margem de *rift* no Sudeste africano mostrando a evolução morfológica do padrão da rede de drenagem. (a) *Sin-rift*. (b) Algum tempo após o rifteamento. (c) Abertura da margem soerguida pela ação erosiva da rede de drenagem. (d) Desenvolvimento de patamares no relevo por causa da resistência litológica frente aos processos denudacionais.

Fonte: adaptado de Gilchrist et al., 1994a; 1994b

Figura 26 – Morfologias encontradas no Planalto de Paraitinga (planaltos escalonados) com nível de paleossuperfície situado no intervalo de altitude de 900 m a 700 m. Rodovia Natividade da Serra-Redenção da Serra (SP).

Foto: Siqueira-Ribeiro (2007)

Em larga escala, os escarpamentos são feições comuns em margens de *rifts* que possuem grandes elevações. Como exemplo podem-se citar os escarpamentos existentes no Sudeste africano, a porção Leste do Brasil, o Oeste da Índia e o Mar Vermelho. Esses escarpamentos algumas vezes chegam a atingir 1.000 m de altitude e se prolongam por centenas de quilômetros ao longo da linha costeira, geralmente separados por relevos mais baixos.

A aplicação dos modelos de evolução da paisagem e as fronteiras nos estudos geomorfológicos

A compreensão atual da evolução da paisagem é exercida pela interação dos modelos qualitativos (Capítulo 3) que acentuam a descrição das morfologias relacionadas aos modelos físicos, os quais direcionam para uma melhor visualização dos processos geomorfológicos específicos (morfometria da drenagem, relevo, geração de superfícies geomórficas etc.) e dos modelos numéricos (Capítulo 1), unindo os processos que ocorrem na superfície terrestre com os processos geodinâmicos.

O crescimento dos modelos de evolução do relevo mais complexos e realísticos tem revelado que a interação entre os processos geomorfológicos e tectônicos não tem sido constatada imediatamente em estudos de campo. A necessidade de utilizar diferentes técnicas (geomorfológicas, geofísicas) tem mostrado o melhor caminho para explicar a evolução do relevo a longo prazo. Atualmente, o emprego de métodos de datação, especialmente termocronologia por traços de fissão e (U-Th)/He, tem auxiliado a compreensão da evolução da paisagem (Siqueira-Ribeiro, 2007).

A maioria dos modelos evolutivos do relevo é utilizada juntamente com as datações termocronológicas e podem

determinar o registro da erosão a longo prazo e a preservação de antigos remanescentes erosivos (Capítulo 5). Os resultados provenientes desses estudos acabam implicando a utilização de vários elementos, como a tectônica, a ruptura do nível de base e a retração paralela dos escarpamentos em ambientes de margem passiva. Em dados termocronológicos obtidos pelo método de datação por traços de fissão em apatitas, a taxa de erosão geralmente diminui em direção ao interior do continente, enquanto nas proximidades da região dos grandes escarpamentos e da porção costeira as taxas erosivas são altas.

Estudos utilizando isótopos cosmogênicos juntamente com dados termocronológicos no continente africano indicam que essas taxas erosivas foram altas durante o período relacionado ao rifteamento, fase que corresponde à geração dos grandes escarpamentos em margem passiva. Após esse período, as taxas se manifestaram de maneira muito lenta até os dias atuais (Bierman; Caffee, 2001). Essas baixas taxas erosivas explicariam a manutenção da topografia nesses ambientes de margem passiva (Pazzaglia; Knuepfer, 2001).

No modelo de evolução de recuo de escarpas que envolvem os processos superficiais e geodinâmicos, a formação dos grandes escarpamentos colocados por Gilchrist et al. (1994), Kooi e Beaumont (1994) e Tucker e Slingerland (1994) parece ser concordante quando relacionada com os dados termocronológicos, demonstrando que são necessárias altas taxas de erosão para a formação dos grandes escarpamentos.

Nos modelos numéricos (Capítulo 1), os dados demonstram que, durante a formação dos grandes escarpamentos, as drenagens primárias alongam-se até a cabeceira do *front* do escarpamento. Com o passar do tempo, a drenagem migra, formando o interflúvio em função do recuo erosivo

do canal fluvial. Essa migração da drenagem ocasiona o rebaixamento da topografia na região frontal do escarpamento, gerando várias seções escarpadas. Outra evolução proposta para a geração dos escarpamentos por meio da utilização dos modelos numéricos está relacionada com as condições da deformação flexural da litosfera (Capítulo 2). Em decorrência do descarregamento erosivo e da deposição dos sedimentos nas bacias marginais, o sistema de drenagem não se prolonga em direção ao interior do continente. Ao contrário, esses canais migram em direção ao mar, por causa do aumento da topografia do flanco do *rift*.

Uma das fronteiras dos estudos sobre a evolução da paisagem diz respeito à reconstrução direta entre a elevação média da topografia (Rowley et al., 2001), relacionando as mudanças climáticas e tectônicas existentes durante o período de formação dos relevos (Hallet et al., 1996; Zhang et al., 2001; Burbank et al., 2003; Summerfield, 2005), onde é possível a conciliação entre as diferenças existentes entre as taxas de erosão no relevo.

A aplicação da Análise de Traços de Fissão em Apatitas (ATFA) na margem passiva brasileira tem deixado clara a problemática sobre a evolução tectono-denudacional do Cenozoico do Sudeste brasileiro, colocando a necessidade de uma grande reavaliação a partir do entendimento do processo extensional no limite Cretáceo-Paleógeno nas áreas cristalinas (Hackspacher et al., 2006). Nesse caso, uma nova geração de modelos de evolução da paisagem, tanto qualitativos e numéricos quanto termais, é necessária para um melhor entendimento sobre as modificações no nível de base e a distribuição do comportamento das isotermas na crosta, a fim de estabelecer melhores interpretações sobre a evolução da paisagem em margem passiva a longo prazo.

Referências bibliográficas

BIERMAN, P. R.; CAFFEE, M. Slow Rates of Rock Surface Erosion and Sediment Production Across the Namib Desert and Escarpment, Southern Africa. *American Journal of Science*, [S.l.], v.301, p.326-58, 2001.

BURBANK, D. W. et al. Decoupling of Erosion and Precipitation in the Himalayas. *Nature*, [S.l.], v.426, p.652-5, 2003.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Denudation, Isostasy, and Landscape Evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, [S.l.], v.16, p.555-62, 1990.

______. Tectonics Models of Passive Margin Evolution and Their Implications for Theories of Long-Term Landscape Development. In: KIRKBY, M. J. (ed.). *Process Models and Theoretical Geomorphology*. Chichester: John Wiley & Sons, 1994, p.55-84.

GILCHRIST, A. R.; KOOI, H.; BEAUMONT, C. Post--Gondwana Geomorphic Evolution of Southwestern Africa Implications for the Controls on Landscape Development from Observations and Numerical Experiments. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, [S.l.], v.99(6), p.12211-28, 1994.

HACKSPACHER, P. C.; SAAD, A. R.; HADLER NETO, J. C. O registro do limite Cretáceo Superior-Paleógeno em rochas pré-cambrianas da região sudeste do Brasil com base em datação por traços de fissão em apatitas. In: 7º SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL E 1º SIMPÓSIO DO TERCIÁRIO NO BRASIL. *Boletim*. p.65, 2006.

HALLET, B.; HUNTER, L.; BOGEN, J. Rates of Erosion and Sediment Evacuation by Glaciers: A Review of Field Data and Their Implications. *Global and Planetary Change*, [S.l.], v.12(1-4), p.135-213, 1996.

KOOI, H.; BEAUMONT, C. Escarpment Evolution on High--Elevation Rifted Margins Insights Derived From a Surface Processes Model that Combines Diffusion, Advection, and Reaction. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, [S.l.], v.99, p.12191-209, 1994.

OLLIER, C. D. Morphotectonics of Continental Margins with Great Escarpments. In: MORISAWA, M; HACK, J. T.

(eds.). *Tectonic Geomorphology*. Boston: Allen and Unwin, 1985, p.3-25.

PAZZAGLIA, F. J.; KNUEPFER, P. L. K. The Steady State Orogen: Concepts, Field Observations, and Models. *American Journal of Science*, v.302, p.313-512, 2001.

ROWLEY, D. B.; PIERREHUMBERT, R. T.; CURRIE, B. S. A New Approach to Stable Isotope-Based Paleoaltimetry: Implications for Paleoaltimetry and Paleohypsometry of the High Himalaya Since the Late Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.188, p.253-68, 2001.

SIQUEIRA-RIBEIRO, M. C. *Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos.* Rio Claro, 2007. 198f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Unesp Rio Claro.

SUMMERFIELD, M. A. The Changing Landscape of Geomphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, [S.l.], v.30, p.779-81, 2005.

TUCKER, G.; SLINGERLAND, R. L. Erosional Dynamics, Flexural Isostasy, and Long-Lived Escarpments: A Numerical Modeling Study. *Journal of Geophysical Research*, [S.l.], v.99(B6), p.12229-43, 1994.

ZHANG, P.; MOLNAR, P.; DOWNS, W. R. Increased Sedimentation Rates and Grain Sizes2–4 Myr Ago Due to the Influence of Climate Change on Erosion Rates. *Nature*, [S.l.], v.410, p.891-7, 2001.

5
Superfícies geomorfológicas

Carolina Doranti

Ana Olivia Barufi Franco-Magalhães

As superfícies geomorfológicas são há muito tempo reconhecidas e são frequentemente consideradas como a última etapa da evolução do relevo como fruto das alterações na dinâmica interna da Terra, tais como o tectonismo e o vulcanismo, sendo, assim, testemunhas da grande contribuição da erosão à elaboração da paisagem terrestre.

Por volta da década de 1970, muitos autores concentraram esforços em contribuir sobre a questão da identificação dessas superfícies, assim como sobre o significado cronológico dos mecanismos de erosão envolvidos e, ainda, acerca do contexto geodinâmico ao qual sua gênese está associada (Peulvast; Sales, 2002).

Identificação e distribuição

Essas superfícies estão distribuídas por grande parte do globo terrestre e são caracterizadas principalmente como superfícies rochosas horizontalizadas esculpidas principalmente pela ação erosiva e que apresentam declive suavizado. Representam heranças ou resíduos de superfí-

cies anteriores e cortam as estruturas dos embasamentos cristalinos e suas coberturas sedimentares (Twidale, 1985a; Widdowson, 1997). Apresentam-se geralmente soerguidas, deformadas e alçadas em diversas altitudes, encontrando-se frequentemente dissecadas e degradadas, permanecendo na paisagem como interflúvios planos ou acidentados, às vezes como simples níveis de cristas (Peulvast; Sales, 2002), como ilustram as figuras 27 e 28.

Figura 27 – Borda sudoeste do Maciço Alcalino de Poços de Caldas apresentando topos bastante dissecados e degradados.
Foto: Doranti, C., jul. 2009

Sua longa perseverança na paisagem permite que desempenhem o papel de superfícies de contato entre o embasamento e suas coberturas, servindo de base para o transporte de sedimentos. O fato de essas superfícies terem conhecido também a renovação de seus regolitos e de seus solos dificulta as tentativas de reconstituição de suas origens a partir da consideração apenas das coberturas atualmente preservadas (Simon-Coinçon, 1999).

Figura 28 – Superfície na região de Belo Horizonte (MG) caracterizada pela espessa cobertura laterítica que preservou sua forma aplainada.
Foto: Doranti, C., jul. 2009

As superfícies de aplainamento raramente são perfeitas. Por causa dos relevos residuais que as cercam, associados aos escarpamentos que as delimitam, algumas podem estar desconectadas dos acidentes tectônicos ou dos contatos litológicos que revelam a persistência possível de influências estruturais (Peulvast; Sales, 2002).

Condições e mecanismos favoráveis ao desenvolvimento, à preservação e à destruição das superfícies

O desenvolvimento de sopés erosivos supõe, em princípio, certa estabilidade tectônica, ocorrendo preferencialmente durante as fases pré ou pós-tectônicas ou quando ocorre uma retomada da orogênese. Entretanto, em condições de reativação lenta, esse desenvolvimento é

mais efetivo, pois favorece a denudação, retrabalhando o volume montanhoso nos setores a montante e facilitando a eliminação e remoção dos detritos. Esses sopés podem também se desenvolver quando há eventuais flutuações eustáticas, ainda que eventualmente esses processos ocorram em regime estritamente continental, ou seja, quando há um equilíbrio entre as forças tectônicas e a denudação (Burbank; Pinter, 1999; Peuvast; Sales, 2002) (Figura 29).

Figura 29 – Interior do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, que apresenta a formação de sopés erosivos.
Foto: Doranti, C., jul. 2009

Esse equilíbrio dinâmico (Hack, 1960) é o responsável também pela formação dos aplainamentos que sucedem o relevo montanhoso, sendo importante e necessário avaliar o papel do balanço erosão-soerguimento na origem e na evolução do relevo montanhoso. O soerguimento do relevo a uma velocidade de erosão inferior àquela do soerguimento crustal depende, pelo menos inicialmente, das características do relevo local, do grau de dissecação e

do fator declividade (Ahnert, 1970; Summerfield, 1991; Ohmori, 2001). A dissecação afeta, em princípio, mais rapidamente a periferia da área soerguida do que as regiões centrais, progredindo em direção ao interior por erosão regressiva, o que autoriza, em um primeiro momento, como visto no capítulo anterior, um importante ganho de altitude do escarpamento. Este, por sua vez, é rapidamente atacado pela erosão, estabelecendo um equilíbrio entre o soerguimento e a erosão ao final de uma escala temporal que não pode ser inferior a 1 Ma (Burbank; Pinter, 1999). Esse regime estacionário tem a mesma duração se o soerguimento crustal permanece constante e se as condições de erosão não mudam de forma significativa.

Entretanto, deve-se considerar que o processo de erosão consiste tanto no intemperismo químico (Capítulo 3) quanto no mecânico das rochas, por agentes geomórficos, em associação com variáveis térmicas (Capítulo 1) e estruturais (Capítulo 2), em processos denominados de denudação tectônica *(Tectonic Denudation)* (Gallagher et al., 1998; Burbank; Anderson, 2001) e denudação erosional (*Erosional Denudation)* (Gallagher et al., 1998).

A denudação tectônica ocorre ao longo de falhamentos normais ou inversos, reativados ou não, que atuam como processos aceleradores da erosão por servirem como canais de rápida remoção de material rochoso. Tem a característica de poder exumar as rochas de grandes profundidades até a superfície ou subsuperfície. A denudação erosional é, por sua vez, caracterizada por períodos de rápida erosão associada à remoção mecânica ou intemperismo químico em áreas com estabilidade ou quiescência tectônica, nas quais o volume de material erodido é proporcionalmente menor, pois tal erosão ocorre somente por meio dos agentes intempéricos.

Assim, as circunstâncias da evolução tectônica associam-se à eficácia de certos ambientes morfoclimáticos

para explicar a rapidez e o acabamento dos aplainamentos tardios e pós-tectônicos, em particular daqueles que nivelaram as cadeias de montanhas paleozoicas ou ainda mais antigas (Peuvast; Sales, 2002). Isso porque áreas afetadas por um soerguimento tectônico, seja no passado, seja no presente, estão sujeitas a uma erosão mais intensa conduzindo a uma exumação e um resfriamento da rocha (Braun, 2002a). Além disso, a existência de um evento tectônico reflete diretamente na estabilidade de níveis de base de erosão/deposição. Em teoria, um período de quiescência tectônica indica provável reflexo da estabilidade dos níveis de base regionais, premissa para a instalação de processos de planação que resultam no desenvolvimento de superfícies geomórficas (Gunnell, 2000).

Quantificação dos eventos e processos formadores do relevo

A história de resfriamento de uma porção de rocha tem sido documentada por meio de datações termocronológicas que estimam o tempo em que a rocha passa por determinada isoterma (Braun, 2002a). Se o gradiente geotermal é conhecido, a termocronologia pode fornecer dados sobre as taxas de exumação e a quantidade de rocha removida pela denudação (Bishop, 2007).

As rochas situadas na superfície seriam exumadas antes de atingir essa temperatura de fechamento (Capítulo 6), o que não ocorreria com as rochas situadas próximas aos fundos de vale (Gleadow et al., 1987; Brown et al., 1994; Braun, 2002a; 2002b). Assim, a diferença no tempo seria mais elevada nos sistemas com temperaturas mais altas, ao contrário do que ocorreria em sistemas de baixa temperatura. Segundo Turcotte; Schubert (1982), isso se deve à perturbação térmica causada pela diminuição ex-

ponencial da superfície topográfica com a profundidade. Essa amplitude poderia ser parametrizada pela deflexão vertical da isoterma correlacionada com a temperatura de fechamento dentro da amplitude da superfície topográfica, e influenciada pelos processos de condução de calor e advecção, que constituem os princípios do campo geotérmico terrestre e a base dos processos geológicos (tais como magmatismo, movimentação fluida e de falhas). Dessa forma, a evolução topográfica presente na interpretação dos modelos evolutivos de relevo pode ser detectada por meio de estimativas de taxas de exumação.

Essas taxas, de acordo com Braun (2002a), podem ser verificadas se plotarmos dados termocronológicos de baixa temperatura – Metodologias de traços de fissão ou (U-Th)/He, por exemplo) em um gráfico de idade *versus* altitude, denominado de Relação Idade x Altitude (RIA). Os gráficos contendo essa relação fornecem informações sobre a taxa de exumação média, a forma da superfície topográfica e a taxa de mudança na forma do relevo na superfície. Entretanto, inúmeras considerações a respeito da dinâmica térmica na crosta superior devem ser consideradas (Ehlers, 2005; Braun, 2005).

Essa relação (RIA) tem sido documentada tanto em regiões tectonicamente ativas (Fitzgerald et al., 1993; Batt et al., 2000) como também em áreas de margem passiva (Gallagher et al., 1994; House et al., 1997; Raab, 2001; Hackspacher et al., 2004) e pode fornecer informações sobre a mudança nas taxas de erosão que atuam nos processos que formam e modelam o relevo, enfatizando as diferenças entre termocronômetros como a análise de Traços de Fissão em Apatita (TFA) e a análise de (U-Th)/He em apatitas. Tais informações revelam se o processo dominante na formação do relevo foi de origem tectônica ou erosional.

O gráfico a seguir mostra a relação obtida a partir de dados de altitude (m) e de idades de TFA (Figura 30)

para a região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Observa-se que uma relação negativa, já que as amostras mais antigas estão localizadas nas regiões topograficamente mais baixas, enquanto as mais novas estão nas áreas topograficamente mais altas, indicando uma maior atuação das forças tectônicas em relação às atividades erosivas, de forma que o tectonismo cause deslocamento entre blocos e dê origem a "escarpamentos" com idades diferentes, na capa e na lapa. A taxa de exumação estimada nesse caso seria a diferença altimétrica entre a amostra mais elevada e mais nova e a mais baixa e mais antiga, dividida pela diferença de idade entre as duas; ou seja, a região teria uma taxa de 21 m/Ma.

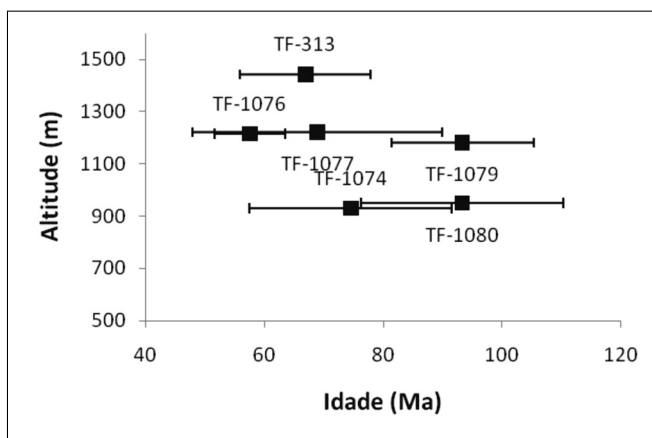



Figura 30 – Dados de TFA para o Maciço Alcalino de Poços de Caldas.

Já o gráfico da Figura 31 evidencia, por exemplo, uma relação positiva entre dados de altitude (m) e de idade (Ma) de TFA. Observa-se que as amostras de idades mais antigas estão localizadas nas regiões topograficamente mais altas, enquanto as amostras de idades mais novas

localizam-se nas áreas topograficamente mais baixas, indicando caráter erosional na configuração do relevo, de forma que a erosão ocorre de regiões topograficamente mais altas em direção às mais baixas.

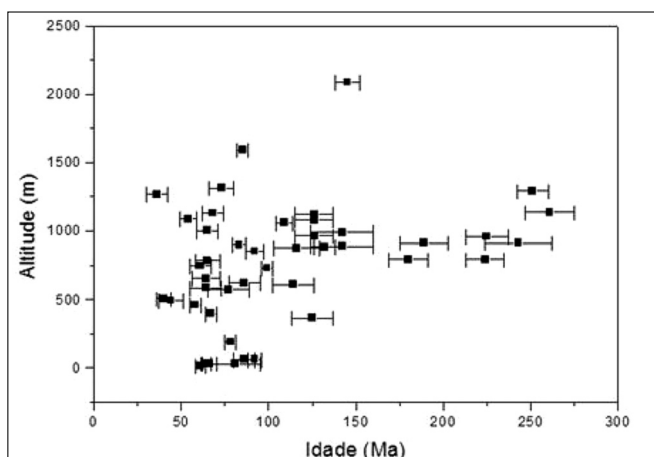



Figura 31 – Gráfico idade x altitude de amostras coletadas na Serra do Mar e na Serra da Mantiqueira, adjacente à Bacia de Taubaté, mostrando o comportamento geral das idades das amostras.

Estudos de superfície no Brasil

As superfícies aplainadas são características da fisiografia do Brasil. Segundo Ab'Saber (2000), as superfícies nos topos dos platôs de rochas resistentes constituem marcas e registros que facilitam o entendimento da compartimentação regional e sub-regional do relevo brasileiro. Segundo o autor, os soerguimentos pós-cretáceos do Escudo Brasileiro foram acompanhados por uma perturbação sincrônica das bacias paleo-mesozoicas intracratônicas.

Os primeiros estudos a respeitos dessas superfícies foram realizados na região montanhosa de Minas Gerais

por Harder e Chamberlin (1915), motivados pela existência de concreções ferruginosas que eram consideradas fundamentais na identificação dessas superfícies. Mas foi o estado de São Paulo a área territorial do país a ter bons estudos sobre sua compartimentação topográfica, graças a uma série de estudos como os de Moraes Rego (1932), De Martonne (1943), Monbeig (1946), Freitas (1951), Ab'Saber (1960) e Almeida (1964).

Esses estudos eram inicialmente apoiados no modelo davisiano, e, na década de 1940, De Martonne (1943) estabeleceu a noção de superfície de base, ao identificar uma ampla superfície sob os sedimentos paleozoicos da Bacia do Paraná, que denominou de Pré-Permiana ou Carbonífera. Além dessa superfície, o autor define ainda a Superfície de Campos, mais recente do que a primeira, em Campos do Jordão, Campos de Paraíso e Campos de Ribeirão Fundo; a Superfície das Cristas Médias, de idade terciária; e a Superfície Neogênica, localizada abaixo das cristas médias na região de Pouso Alegre (MG).

Mais tarde Freitas (1951) passou a considerar áreas em que não se concebia a participação ativa de falhas, fossas, muralhas, verificando assim a existência de dois níveis distintos de superfície de erosão, compostos topograficamente de dois peneplanos antigos, visivelmente retomados pela erosão atual. Para o autor, a existência de dois peneplanos marcados na topografia do escudo cristalino corresponde a uma variação geral no nível de base da hidrografia, cujo significado exprime recorrência de levantamentos epirogênicos únicos, capazes de afetar regionalmente a hidrografia, provocando novo ciclo de erosão (ibidem).

De Martonne (1943) e Freitas (1951) evidenciaram a importância da tectônica na elaboração do peneplano, admitindo que há uma íntima conexão entre as superfícies de erosão, no modelado do Brasil, e os movimentos tec-

tônicos. No entanto, esses autores, colocando a tectônica como elemento principal, pouco descrevem sobre a atuação do clima úmido nas regiões tropicais, citando apenas que a intensidade do intemperismo mascara as estruturas e que é preciso dar importância aos dados geomórficos e fisiográficos na interpretação dos acidentes tectônicos e mesmo das estruturas.

Com a repercussão dos estudos de Penk (1953) e posteriormente de King (1956), os estudos sobre superfícies geomorfológicas no Brasil tomaram um novo rumo. King, em seu trabalho sobre a geomorfologia do Brasil oriental, coloca que as superfícies e níveis de erosão, encontrados em diferentes altitudes, seriam, essencialmente, resultado do soerguimento da crosta, tendo evoluído como os *pied-monttrepen* de Penk. Na explicação da elaboração desses níveis, King (ibidem) substitui os processos de peneplanização, até então aceitos, pelos de pedimentação e de pediplanação, de acordo com sua teoria de evolução das encostas (Bigarella et al., 1965; Passos; Bigarella, 1998).

O autor propõe para o Brasil, com base em seu modelo de retração de escarpa, tomando como nível de base qualquer ponto de drenagem abaixo, quatro principais ciclos de erosão e um quinto em desenvolvimento. O autor define várias superfícies, sendo elas: as superfícies fósseis, correspondendo às áreas que sofreram glaciações antigas no Carbonífero; a Superfície Gondwana, extremamente aplanada no Cretáceo Inferior; a Superfície Pós-Gondwana, do Cretáceo Superior; e a Superfície Sul-Americana, do Paleoceno (Terciário Inferior), sendo esta a mais significativa e ampla superfície de aplanamento identificada. Durante o Terciário Superior e o Quaternário, sucederam-se ciclos de erosão que apenas localmente atingiram fase avançada de evolução, as quais são marcadas pela abertura e pelo entalhamento dos vales, destruindo a maior partes da Superfície Sul-Americana. Esses ci-

clos foram denominados de Ciclo Velhas e, depois dele, o Ciclo Paraguaçu.

Esse estudo teve grande repercussão no Brasil e no mundo, pois o mesmo autor já havia trabalhado com as superfícies no continente africano. Serve de base para trabalhos desenvolvidos nos dias atuais (King, 1956). Na época dos estudos de King, os dados cartográficos eram precários e as informações estratigráficas sobre o Mesozoico e o Cenozoico eram insuficientes para estabelecer a intercorrespondência cronológica precisa dos eventos. Assim, a principal problemática das superfícies de erosão definidas por King no Brasil está no fato de o autor colocar que o aparecimento dos níveis mais recentes teria um caráter regressivo (remontante), e ainda por utilizar-se de um critério puramente altimétrico.

Após os trabalhos de King, uma nova frente de pesquisa começou a desenvolver-se no país, representada pela corrente da geomorfologia climática, que considera que os processos de pedimentação e pediplanação são os responsáveis pela gênese da grande maioria das superfícies aplainadas existentes no modelado atual. Bigarella e Ab'Saber (1964) foram os precursores em generalizar as influências climáticas profundas na explicação da morfogênese de grande parte da paisagem brasileira (Braun, 1971; Bigarella, 2003).

Estudos realizados tanto no Sudeste (Almeida, 1964; Melo; Ponçano, 1993; Ladeira; Santos, 2005; Doranti, 2006; Siqueira-Ribeiro, 2007; Hackspacher et al., 2007) quanto no Nordeste do Brasil (Bezerra et al., 1993; Peulvast; Sales, 2004), indicam que a compartimentação do relevo é resultado de controles tectônicos diferentemente exercidos pelos diversos tipos de descontinuidades crustais e que esse controle tectônico foi e é ativo por meio de atividade tectônica recorrente, envolvendo inclusive as áreas cratônicas.

Referências bibliográficas

AHNERT, F. Functional Relationships between Denudation, Relief and Uplift in Large Mid-Latitude Drainage Basins. *American Journal of Science*, [S.l.], v.268, p.243-63, 1970.

AB'SABER, A. N. Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro. *Notícia Geomorfologica*, [S.l.], v.5, p.52-4, 1960.

ALMEIDA, F. F. M. Geologia do estado de São Paulo. *IGG Boletim*, [S.l.], n.41, 263p., 1964.

BATT, G. E. The Approach to Steady-State Thermochronological Distribution Following Orogenic Development in the Southern Alps of New Zealand. *American Journal of Science*, [S.l.], v.301, p.374-384, 2000.

BEZERRA, F. H. R. et al. Estruturação neotectônica do litoral de Natal-RN, com base na correlação entre dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, IV. Belo Horizonte. *Anais*... Belo Horizonte (MG). SBG, Núcleo MG. Boletim n.12, p.317-21, 1993.

BIGARELLA, J. J. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. v.3. Florianópolis: Editora da UFSC, 2003, p.877-1436.

______; AB'SABER, A. N. Paleogeographische und Paleoklimatische Aspekte des Kanozoikuns in Südbrasilien. *Zeitschrift für Geomorphologie*, [S.l.], NF8, p.268-312, 1964.

______; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos Terraços Fluviais, Rampas de Colúvio e Várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia*, [S.l.], n.16-7, p.153-97, 1965.

BISHOP, P. Long-Term Landscape Evolution: Linking Tectonics and Surface Processes. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, [S.l.], v.32, p.329-65, 2007.

BRAUN, J. Quantifying the Effect of Recent Relief Changes on Age-Elevation Relationships. *Earth and Planetary Sciences Letters*, [S.l.], v.200, p.331-43, 2002a.

______. Estimating Exhumation Rate and Relief Evolution by Spectral Analysis of Age-Elevation Datasets. *Terra Nova*, [S.l.], v.14, p.210-4, 2002b.

______. Pecube: A New Finite Element Code to Solve the Heat Transport Equation in Three Dimensions in the Earth's Crust

Including the Effects of a Time-Varying, Finite Amplitude Surface Topography. *Computers and Geosciences*, [S.l.], v.29, p.787-94, 2003.

______. Quantitative Constraints on Rate of Landform Evolution Derived from Low-Temperature Thermochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, [S.l.], v.58, p.351-74, 2005.

BRAUN, O. P. G. Contribuição a geomorfologia do Brasil central. *Revista Brasileira de Geografia*, [S.l.], v.32, n.3, p.3-4, 1971.

BROWN, R.; SUMMERFIELD, M.; GLEADOW, A. Apatite Fission Track Analysis: it is Potential for the Estimation of Denudation Rates and Implications for Models of Long-Term Landscape Development. In: KIRKBY, M. (Ed.). *Process Models and Theoretical Geomorphology*. Wiley: Chichester, 1994, p.23-53.

BURBANK, D. W.; PINTER, N. Landscape Evolution: The Interactions of Tectonics and Surface Processes. *Basin Research.*, [S.l.], v.11, p1-6, 1999.

______; ANDERSON, R. S. *Tectonic Geomorphology*. Malden: Blackwell Science, 2001. 274p.

DE MARTONNE, E. Problemas geomorfológicos do Brasil tropical atlântico. (1ª parte). *Revista Brasileira de Geografia*, [s.l.], v.5, n.4, p.532-50, 1943.

______. Problemas geomorfológicos do Brasil tropical atlântico. (2ª parte). *Revista Brasileira de Geografia*, [s.l.], v.5, n.4, p.532-50, 1944.

DORANTI, C. *Estrutura da paisagem no Leste de São Paulo e Sudoeste de Minas Gerais:* relações entre superfícies de erosão e termocronologia por traços de fissão. Rio Claro, 2006. 106f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

DUMONT, P. Problèmes de Datation des Surfaces d'Aplanissement au Zaïre. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, [S.l.], v.27, p.175-85, 1991.

EHLERS, T. A. Crustal Thermal Processes and the Enterpretation of Thermochronology Data. In: REINERS, P. W.; EHLERS, T. (eds.). A Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Aplications. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, [S.l.], v.58, p.315-50, 2005.

FITZGERALD, P. G.; STUMP, E.; REDFIELD, T. F. Late Cenozoic Uplift of Denali and its Relation to Relative Plate Motion and Fault Morphology. *Science*, [S.l.], v,250, p.497-9, 1993.

FREITAS, R. O. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, [S.l.], v.2, p.171-222, 1951.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Denudation, Fission Track Analysis and Long Term Evolution of Passive Margin Topography: Application to the Southeast Brazilian Margin. *Journal of South American Earth Sciences*, [S.l.], v.8, n.1, p.65-77, 1994.

______; BROWN, R. W.; JOHNSON, C. Fission Track Analysis and its Application to Geological Problems. *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences*, [S.l.], v.26, p.519-72, 1998.

GUNNEL, Y. Apatite Fission Track Thermochronology: An Overview of its Potential and Limitations in Geomorphology. *Basin Research*, [S.l.], v.12, p.115-32, 2000.

GLEADOW, A. J. W.; FITZGERALD, P. G. Uplift History and Structure of the Transantarctic Mountains: New Evidence from Fission Track Dating of Basement Apatites in the Dry Valleys Area, Southern Victoria Land. *Earth Planetary Sciences Letters*, [S.l.], v.82, p.1-14, 1987.

HACK, J. T. Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and Origin of the Residual Shore Deposits. *USG. Survey Prof. Paper*, [S.l.], v.484, 84p, 1960.

HACKSPACHER, P. C. et al. Consolidation and Break-Up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. *Gondwana Research*, [S.l.], n.1, p.91-101, 2004.

______. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências*, [S.l.], v.37 (4 suplemento), p.76-86, 2007

HARDER, E. G.; CHAMBERLIN, R. T. The Geology of Central Minas Geraes, Brazil. *Journal of Geology*, [S.l.], v.23, p.341-78; 385-424, 1915.

HOUSE, M. A. et al. Cenozoic Thermal Evolution of the Central Sierra Nevada, California, From (U-Th)/He Thermochronometry. *Earth Planetary Science Letters*, [S.l.], v.151, p.167-79, 1997.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, [s. l.[, v.18, n.2, p.147-265, 1956.

LADEIRA, F. S. B.; SANTOS, M. O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, [S.l.], v.6, p.3-20, 2005.

MELO, M. S.; PONÇANO, W. L. Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). *Revista IG*, São Paulo, v.14(1), p.27-38, 1993.

MONBEIG, P. A divisão regional do estado de São Paulo. In: II ASSEMBLEIA GERAL DA ASSOCIAÇÃO DOS GEÓGRAFOS BRASILEIROS, 1946, Lorena. *Anais da Associação dos Geógrafos Brasileiros*. São Paulo, v.1, 1946, p.19-36.

MORAES REGO, L. F. *Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênesis*. São Paulo: Instituto Astronômico e Geográfico, 1932.

OHMORI, H. A Paradox of Concurrency of the Davisian End-Peneplain and the Penckian Primary Peneplain. *Proc. Symp. On "New Concepts and Modeling in Geomorphology" and "Geomorphometry, DEMs and GIS"*, Tokyo, août 2001, Spec. Publ. Geogr. Inf. Syst. Assoc., p.4-5, 2001.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de Erosão. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T (Eds.). *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil,1998, p.392.

PENK, W. *Morphological Analysis of Land Forms*: a Contribution to Physical Geology. London: Macmillian, 1953. 429p.

PEULVAST, J. C.; SALES, V. C. Aplainamento e Geodinâmica: revisitando um problema clássico em Geomorfologia. *Revista Mercator – Revista de Geografia da UFC*, [S.l.], ano 1, n.1, 2002.

______. Stepped Surfaces and Palaeolandforms in the Northern Brazilian "Nordeste": Constraints on Models of Morphotectonic Evolution. *Geomorphology*, [S.l.], *v.*62, p.89-122, 2004.

RAAB, M. J. *The Geomorphic Response of the Passive Continental Margin of Northern Namibia to Gondwana Break-Up and Global Scale Tectonics*. Göttingen, 2001. 253f. Thesis (Doctoral) – Universität zu Göttingen, Göttingen.

SIQUEIRA-RIBEIRO, M. C. *Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos*. Rio Claro, 2007. Tese (Doutorado em

Geologia Regional) – Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Unesp.

SIMON-COINÇON, R. Palaeolandscape Reconstruction of the South-Western Massif Central (France). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, [S.l.], v.27, p.225-43, 1999.

SUMMERFIELD, M. A. *Global Geomorphology*. Harlow: Longman Scientific & Technical, 1991. 537p.

TURCOTTE, D. I.; SCHUBERT, G. *Geodynamics:* Applications of Continuum Physics to Geological Problems. 1.ed. New York: John Wiley and Sons, 1982.

TWIDALE, C. R. Old Land Surfaces and Their Implications for Models of Landscape Evolution. *Rev. Géomorph. Dyn*, [S.l.], p.131-47, 1985.

WIDDOWSON, M. (Ed.). Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, [S.l.], v.120, 340p., 1997.

6
Termocronologia de baixa temperatura

Ana Olivia Barufi Franco-Magalhães

Marli Carina Siqueira-Ribeiro

O uso da termocronologia de baixa temperatura como ferramenta de quantificação de processos formadores e responsáveis pela dinâmica formadora do relevo tem aumentado consideravelmente no início dos anos 1990. Neste capítulo, serão discutidos os princípios dos métodos termocronológicos de baixa temperatura, traços de fissão e (U-Th)/He, como ferramentas analíticas para a identificação de eventos tectônicos e geomórficos.

Termocronologia por traços de fissão

A termocronologia por traços de fissão começou a ser utilizada como uma ferramenta de datação de eventos geológicos em meados da década de 1960, por meio dos trabalhos de Young (1958) e Silk e Barnes (1959), seguidos por Price e Walker (1962), que descobriram que as micas contêm traços naturais que podem ser revelados opticamente por meio de ataque químico com ácido fluorídrico. Essa descoberta foi o ponto de partida para a busca de traços naturais (também chamados de traços

fósseis) em diferentes tipos de material, tais como minerais e vidros. Desde então, iniciaram-se os estudos pela busca desses traços, tanto espontâneos, originados pela fissão de núcleos instáveis – como o ^{238}U, por exemplo –, como por absorção de raios-γ ou partículas (nêutrons ou partículas-α).

Atualmente, essa técnica tem sido aplicada no estudo de uma grande variedade de problemas geológicos e geomorfológicos, tais como: proveniência sedimentar, modelagem de histórias térmicas de bacias sedimentares, evolução crustal de cinturões orogênicos e episódios de denudação/exumação intracontinentais, dentre muitos outros (Fitzgerald et al., 1995; Brandon et al., 1998; Gallagher et al., 1998; Bernet; Spiegel, 2004; Reiners; Ehlers, 2006, entre outros).

Formação dos traços de fissão e a equação da idade

A fissão nuclear é um dos modos de desintegração que ocorrem entre nuclídeos pesados e instáveis (radioativos). Na reação de fissão, núcleos-pai instáveis decaem para dois nuclídeos-filho, aproximadamente de mesma massa atômica, porém com leve assimetria. As reações por fissão podem ocorrer tanto espontânea como artificialmente por meio da radiação-γ ou do bombardeamento com nêutrons, prótons ou outras partículas (Wagner; Van den Haute, 1992).

O ^{238}U é o único radionuclídeo que pode produzir fissões espontâneas em quantidades mensuráveis na natureza e está presente muitas vezes como impureza na rede cristalina dos minerais. Entretanto, sofre dois tipos de desintegração radioativa: fissão espontânea e decaimento-α. Fissões espontâneas são produzidas ao longo do tempo em minerais e vidros naturais que contêm pequenas quantidades (ppm) de ^{238}U. Ao ocorrer essa fissão, cada radionuclídeo de

^{238}U decai para dois nuclídeos-filho, aproximadamente de mesma massa atômica, porém com leve assimetria, que viajam em direções opostas com altas energias (~100 e 70 MeV, respectivamente). No percurso, esses fragmentos de fissão interagem com os átomos da rede cristalina, dando origem a uma região ionizada. A porção da rede danificada pela passagem dos fragmentos é chamada de traço latente (ibidem).

A primeira instância, a termocronologia por traços de fissão, obedece aos mesmos princípios dos métodos geocronológicos, baseados no decaimento natural de átomos-pai instáveis, neste caso o ^{238}U, para átomos-filho estáveis, neste caso os defeitos cristalinos (traços de fissão) (Equação 3).

$$N_D = N_P(e^{-\lambda t}) \text{ (a)} \quad t = \frac{1}{\lambda} \mathrm{lh}\left(1 + \frac{N_D}{N_P}\right) \text{ (b)} \quad \text{Equação 3}$$

N_D = densidade de átomos-filho (traços de fissão)
N_P = densidade de átomos-pai (^{238}U)
λ = constante de decaimento
t = idade

Dessa forma, essa metodologia baseia-se na análise de defeitos cristalinos após tratamentos laboratoriais de polimento e ataque químico com soluções ácidas específicas, e contagem ao microscópio óptico com resolução ≥ 1000x, de forma que cada traço contado na superfície do mineral representa um evento de decaimento por fissão espontânea. Os traços de fissão possuem originalmente entre 10 μm e 20 μm de comprimento (~11 μm no zircão: Tagami et al., 1990; Yamada et al.; 1993; 1995; Hasebe et al., 1994; Yamada et al., 2007; e ~ 16 μm na apatita: Green et al., 1986; Donelick, 1991; Crowley et al., 1991; Carlson et al., 1999; Barbarand et al., 2003; Ravenhurst et al., 2003; Tello Saenz et al., 2006), encontram-se distribuídos homogeneamente no volume do mineral analisado

e são produzidos continuamente em minerais, como, por exemplo, a apatita e o zircão, ao longo de sua história geológica, seguindo a lei de decaimento radioativo com uma constante de decaimento por fissão espontânea l_f. Dessa forma, a equação de idades para o método é a seguinte (Equação 4) (Wagner; Van den Haute, 1992):

$$T = \frac{1}{\lambda} 1n \left[1 + \left(\frac{\rho_S}{\rho_I} \right) \left(\frac{\lambda_D}{\lambda_f} \right) \left(\frac{\varepsilon}{^{238}U} \right) (\sigma\phi) \right] \quad \text{Equação 4}$$

Onde λ é a constante de decaimento total do ^{238}U ($1{,}55125 \times 10^{-10}$ ano^{-1} Spadavecchia; Hahn, 1967); λ_f é a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U (8.4×10^{-17} ano^{-1} ibidem); ρ_S e ρ_I correspondem respectivamente à densidade superficial de traços espontâneos e induzidos analisados na amostra; ^{238}U é a concentração isotópica do ^{238}U no urânio natural (99,275%); e é um fator de eficiência de detecção, que representa a razão entre o número de traços de fissão do ^{238}U observados, por unidade de superfície, e o número de fissões espontâneas ocorridas no mineral, por unidade de volume (0,55 para a apatita e 0,684 para o zircão: Iwano; Danhara, 1998); σ representa a seção de choque para a reação $^{235}U(n,f)$ para nêutrons de energia ε ($580{,}2 \times 10^{-24}$ cm^2); ϕ é fluência de nêutrons térmicos com energia ε, por unidade de energia.

O método mais utilizado nessa técnica de datação é o Método do Detector Externo (Hurford; Green, 1982; Hurford, 1990a; 1990b), no qual a amostra é polida e atacada quimicamente para que os traços espontâneos sejam revelados, e posteriormente acoplada a um detector externo (usualmente mica-muscovita com ppm de U) e enviada ao reator nuclear para irradiação por nêutrons térmicos. Depois de a amostra sofrer a irradiação, o detector externo sofre ataque químico para que os traços induzidos

sejam revelados, para observação e análise ao microscópio óptico. A vantagem de utilizar esse procedimento é a determinação de idades grão a grão, podendo então ser aplicado em amostras provenientes de bacias sedimentares, além de permitir a verificação de possíveis flutuações nas densidades dos grãos que podem influenciar no cálculo da idade e probabilidades estatísticas.

Um dos maiores problemas desse método de datação está na dificuldade em determinar o valor de R_U em posições com baixa termalização dos nêutrons utilizando-se de dosimetrias tradicionais (Green; Hurford, 1984, por exemplo). Isso ocorre porque tais dosimetrias não medem as fissões induzidas do ^{238}U e do ^{232}Th por nêutrons rápidos que normalmente respondem diferentemente às fissões induzidas do ^{235}U por nêutrons epitérmicos. Assim sendo, a recomendação de se utilizar esse método somente em posições de irradiação com alto grau de termalização dos nêutrons (Hurford, 1990a, 1990b) é bastante válida, pois restringe as dificuldades relacionadas às fissões induzidas por neutros epitérmicos e rápidos no detector. Para resolver esse problema da baixa termalização dos nêutrons no método aplicado, Iunes (1999) e Iunes et al. (2002) desenvolveram uma dosimetria com filmes finos de tório natural, que quantifica o número de fissões por núcleo-alvo de ^{232}Th ocorridas no mineral durante a irradiação com nêutrons.

Encurtamento dos traços de fissão por causa da temperatura

Os traços latentes representam uma zona de defeito radioativo em uma rede cristalina, de forma que sua estrutura, antes ordenada, passe a sofrer distúrbios com a passagem dos fragmentos de fissão. O encurtamento irreversível dos traços de fissão ocorre quando a rocha que

contém o mineral a ser analisado é colocada a temperaturas elevadas e, como consequência de um processo de ativação por difusão térmica, ocorre o *annealing*, definido aqui como o *encurtamento dos traços de fissão por causa da temperatura*. A faixa de temperatura com que ocorre tal processo varia de acordo com os diferentes minerais e também com a taxa de aquecimento (Wagner; Van den Haute, 1992).

O encurtamento dos traços de fissão é o fenômeno que qualifica o método como a única ferramenta termocronológica capaz de reconstruir eventos geológicos. Sob condições geológicas, o encurtamento dos traços é muito comum, cujo primeiro resultado é a redução da densidade superficial dos traços de fissão e a diminuição do comprimento médio dos traços confinados e, consequentemente, da idade. Por meio desse processo, há uma tendência na diminuição da idade (tendência a ser mais jovem) com o aumento da temperatura do sistema (proximidade da Zona de Retenção Total) (ibidem). Se por um lado o efeito de encurtamento dos traços é prejudicial por afetar as idades, por outro ele permite a reconstrução termocronológica de uma amostra a partir da idade em que ela cruzou pela última vez a isoterma de 120 °C, quando o mineral analisado é a apatita (Gleadow; Duddy, 1981), e 240 °C, no caso do zircão (Hasebe et al., 1994; Yamada et al., 1995; Tagami et al., 1996; Tagami; Shimada, 1996).

As histórias térmicas obtidas pela análise dos traços de fissão em apatitas podem ser modeladas por meio de um modelo empírico desenvolvido por pesquisadores australianos (Green et al., 1986; Laslett et al., 1987; Duddy et al., 1988), com algumas reformulações de Lutz; Omar (1991). Versões acadêmicas e não comerciais de programas de modelagens direta e inversa dos modelos de *annealing* dos traços de fissão foram desenvolvidas por Ketcham et al. (2000), Hadler Neto et al. (2001) e Ketcham (2005) (Figura 32 a).

As histórias térmicas são obtidas por meio de diversos programas de modelagem, tais como AFTINV (Issler, 1996; Willett, 1997), AFTSolve (Ketcham et al., 2000), Decomp (Meesters; Dunai, 2002a, 2002b), HeFTy (Ketcham, 2005), MonteTrax (Gallager et al., 1995) e THA *(Thermal History Analysis)* (Hadler Neto et al., 2001), baseados na simulação de um histograma teórico (gerado pelo próprio programa) estatisticamente compatível com o histograma experimental (gerado pela medição dos traços confinados na amostra), por meio de algoritmos genéticos ou de Caixas de Monte Carlo (simulações probabilísticas de um sistema no qual o evento simulado é independente dos estados prévios do sistema), que oferecem meios para a geração de inúmeras sequências independentes do fenômeno, originando, no final da simulação, segmentos de reta pertencentes a um gráfico tempo *versus* temperatura (gráfico de história térmica) (Figura 32 b).

Para modelar a história térmica é necessário delimitar as Caixas de Monte Carlo de acordo com as características geológico-geomorfológicas da área. Dessa forma, somente um ponto é fixo (tempo = 0 Ma e temperatura = 25 ºC), porque é representativo das condições atuais. Essas Caixas de Monte Carlo são delimitadas segundo evidências mais eficientes dos processos tectônicos e erosionais ocorridos na área de estudo e adjacências, tais como, principalmente, feições de soerguimento nas áreas continental e emersa em diferentes estágios da evolução geológica da área de estudo, evidências de atuação de ciclos erosivos, evidências de reativação de zonas de cisalhamentos pré-cambrianas, entre outras já descritas na literatura.

Em função de sua anisotropia, o encurtamento dos traços de fissão em apatitas é caracterizado por dois processos. Para menores graus, o processo dominante é o encurtamento progressivo de cada traço, de forma que os traços perpendiculares ao eixo-c cristalográfico são encur-

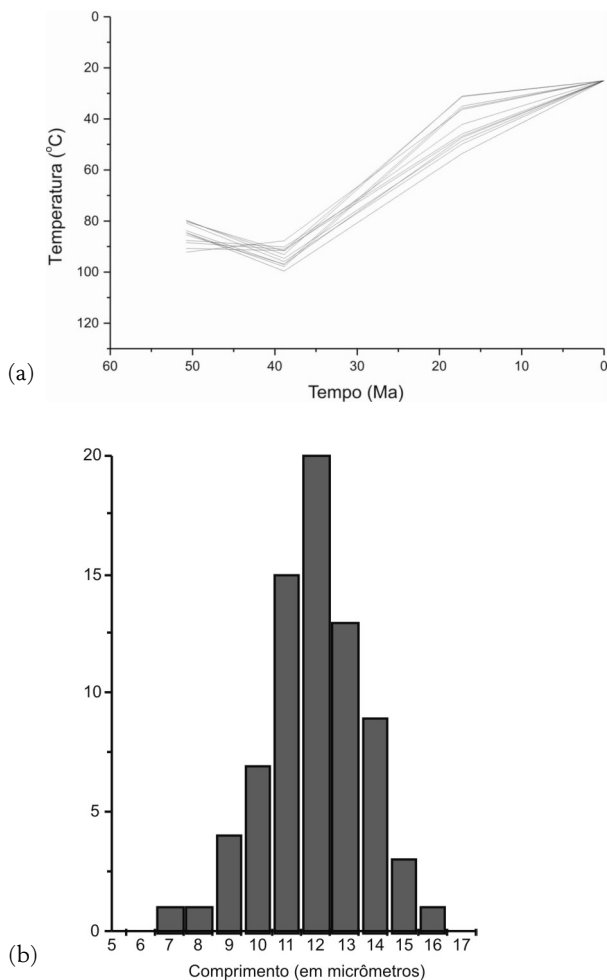



Figura 32 – Histograma teórico de traços confinados medidos em uma amostra (a), e respectiva história térmica modelada pelo programa THA (Hadler Neto et al., 2001) (b).

tados mais rapidamente que aqueles paralelos ao eixo-c cristalográfico da apatita, e à medida que o processo se apresenta mais intenso, os traços rompem-se em porções descontínuas. A distribuição do comprimento de traços

em apatitas com o apagamento total dos traços reflete uma interação de ambos os processos (Green et al., 1986).

As taxas de encurtamento dos traços nas apatitas por causa do aumento da temperatura são totalmente dependentes dos componentes químicos e cristalográficos. A razão Cl/(F + Cl) domina tal relação (idem, 1989), embora a substituição de outros ânions (OH) e cátions (ETR, Mn e Sr) tem igual importância (Carlson et al., 1999; Barbarand et al., 2003). Além disso, tal taxa é também dependente da orientação cristalográfica dos traços, de modo que traços ortogonais ao eixo-c cristalográfico sofrem encurtamento com o aumento da temperatura mais rapidamente do que aqueles paralelos ao eixo-c (Green et al., 1986; Donelick et al., 1999).

Experimentos laboratoriais realizados por Green et al. (1986) têm sido utilizados para se entender tal processo, por meio de comprimentos de traços de fissão confinados em amostras de fluorapatitas aquecidas por um tempo variável (entre vinte minutos e quinhentos dias) a temperatura entre 95 °C e 400 °C. Tais dados são plotados em termos do Diagrama de Arrhenius, que relaciona a função logarítmica do tempo com a recíproca de temperatura absoluta produzida a certo grau de redução de densidade de traços (alta taxa de encurtamento com o aumento da temperatura, ou seja, *annealing*). Outra maneira de representação de dados é a isócrona (redução do comprimento ou densidade de traço plotada *versus* temperatura) ou isoterma (redução de comprimento ou densidade de traço plotada *versus* tempo) (Laslett et al., 1987).

Estudos realizados nas décadas de 1960 e 1970 revelaram a sensibilidade relativamente baixa dos traços de fissão em apatitas, sugerindo que uma evolução no tempo geológico da ordem de 1 Ma a 100 Ma pode causar completo apagamento dos traços a temperaturas entre 80 °C e 170 °C, a depender da composição química da apatita e

da taxa de resfriamento (entre 0,1 °C/Ma a 100 °C/Ma). Tal faixa de temperaturas é chamada de temperatura de retenção efetiva. Para a apatita, a temperatura de retenção efetiva é em torno de 98 ºC; e a temperatura da Zona de *Annealing* Parcial ou Zona de Retenção Parcial varia entre 60 ºC e 110 ºC ± 10ºC (Gleadow; Duddy, 1981). Esses valores foram calculados a partir dos modelos de Diagrama de Arrhenius obtidos mediante dados laboratoriais em apatitas durango, do México (Green et al., 1986; Laslett et al., 1987; Duddy et al., 1988), conforme já evidenciados anteriormente. Tais dados foram extrapolados para a escala do tempo geológico (1 Ma a 10 Ma), conforme trabalho realizado por Laslett et al. (1987), Tello Saenz (1998), Barbarand et al. (2003), entre outros.

Em função de ser um mineral muito comum em rochas ígneas e sedimentares, bastante resistente ao intemperismo químico/físico e amplamente utilizado em estudos de proveniência, o zircão tem sido muito utilizado em estudos de termocronologia por traços de fissão, apresentando avanços bem satisfatórios nas últimas décadas. Seus resultados dizem respeito à aplicação da metodologia em diferentes ambientes tectônicos.

As características do *annealing* dos traços de fissão em zircão são estudadas há muito tempo em diversos laboratórios, conforme trabalhos de Fleischer et al. (1965), Krishnaswami et al. (1974), Nishida; Takashima (1975), Tagami et al. (1990; 1995; 1998), Hasebe et al. (1994), Yamada et al. (1993; 1995; 1998; 2003), entre muitos outros. Entretanto, inúmeras dificuldades foram reconhecidas durante os experimentos laboratoriais, tais como o alto conteúdo em U – entre 300 mg/g e 6.000 mg/g (Wagner; Van den Haute, 1992) – e o defeito cristalino causado pela desintegração do U e do Th em função do tempo, a partir de partículas-a. Esta última é capaz de alterar as propriedades do zircão cristalino e puro para o zircão

eventualmente amorfo, não cristalino (processo chamado de *radiation* a-*damage*) (Gleadow, 1981). Adicionalmente, esse defeito cristalino derivado do decaimento a da série U-Th possui influência tanto na temperatura de *annealing* total como no tempo de ataque químico para revelação dos traços de fissão.

Estudos de laboratório foram realizados por Yamada et al. (1995) em amostras provenientes do corpo "Nisatai Dacite", Nordeste do Japão, para verificar os efeitos da anisotropia do *annealing* do zircão. Esses experimentos foram realizados por meio de sucessivos ataques químicos de ~1 h, a temperaturas entre 400 °C e 700 °C, utilizando dados tanto de traços de fissão espontâneos como induzidos, plotados contra sua direção cristalográfica. Os autores consideram quatro importantes fatores relacionados ao comprimento dos traços confinados em zircão, que são: anisotropia de *annealing* e de ataque químico dos traços; temperatura de ataque químico, importante fator para que sejam feitas comparações posteriores; estágio (grau) de ataque químico; e, por fim, espessura (diâmetro) dos traços confinados.

Mediante experimentos realizados por Tagami et al. (1990), foram detectadas variações na densidade superficial dos traços, no comprimento dos traços confinados e na distribuição dos traços em função do ângulo em relação ao eixo-c, a temperaturas entre 400 °C e 750 °C. Os resultados evidenciaram um início na redução, tanto da densidade superficial dos traços como do comprimento destes, a partir de temperaturas em torno de 450 °C, atingindo o valor "zero" em ~750 °C.

As taxas de encurtamento dos traços no zircão por causa do aumento da temperatura são muito mais simples quando comparadas às da apatita, em função da baixa complexidade química do zircão e nenhuma influência composicional. Entretanto, as estimativas de apagamento total dos traços

de fissão em zircão são baseadas na calibração com outros termocronômetros (Hurford, 1991), e em dados de amostras "naturais e atuais", retirados de poços (Zaun; Wagner, 1985; Tagami et al. 1995; Tagami; Shimada, 1996), têm variado amplamente, desde ~200 °C a 280 °C. A razão para essa discrepância de valores aparenta estar associada à influência que tais taxas têm com a quantidade de defeito cristalino gerado pela emissão de partículas-α na série de decaimento radioativo do ^{238}U (Garver; Kamp, 2002). Dessa forma, os zircões que exibem esses defeitos alcançam o apagamento total dos traços muito mais rapidamente e também apresentam temperatura de fechamento menor quando comparados com aqueles zircões com baixíssimos defeitos (Kasuya; Naeser, 1988; Yamada et al., 1995; Rahn et al., 2004).

Termocronologia por (U-Th)/He

A produção de ^{4}He (partículas-α) a partir do decaimento das séries dos isótopos do U e do Th tem sido reconhecida desde o descobrimento da radiação e é considerada o primeiro método de datação geocronológica, proposto por Rutherford em 1907. Os primeiros estudos realizaram medições de He e obtiveram idades muito recentes (Hurley, 1954). Avanços posteriores, principalmente com o método de datação por K-Ar e outras técnicas geocronológicas, levaram a datação por (U-Th)/He a ser desconsiderada e rejeitada por causa das incertezas relacionadas aos parâmetros adotados (Zeitler et al., 1987). Somente depois dos estudos realizados na apatita por Zeitler et al. (ibidem) as idades fornecidas por esta metodologia puderam ser interpretadas.

Estudos sobre o comportamento natural dessa série isotópica realizados por Warnock et al. (1997), Wolf et al.

(1996) e House et al. (2000), associados a estudos experimentais em laboratório (Farley, 2000), têm confirmado a sensibilidade do sistema (U-Th)/He em apatitas a baixas temperaturas, cuja aplicabilidade se fundamenta nas questões relacionadas às interações entre a topografia e a exumação (House et al., 1998).

Princípios

O nuclídeo de ^4He (partícula-α) é produzido a partir do decaimento radioativo das séries do ^{238}U, ^{235}U e ^{232}Th (Farley, 2002), apresentando ^{206}Pb, ^{207}Pb e ^{208}Pb como átomos-filho. Uma quantidade insignificante de partículas-α também é produzida pelo decaimento do $^{147}Sm/^{144}Nd$, gerando os nuclídeos de ^{143}Nd e ^{140}Ce, respectivamente (Reiners, 2002). A equação fundamental da idade para o sistema (U-Th)/He é dada pela Equação 5:

$$^4He = 8 \quad ^{238}U(t)(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7^{235}U(t)(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6^{232}Th(t)(e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Equação 5

Onde ^4He (t), U (t) e Th (t) são as quantidades presentes no tempo (t), l é a constante de decaimento e t é o tempo de acumulação ou idade de He (Farley, 2002; Reiners, 2002).

Difusão do He

Por causa da alta difusividade do He na maioria dos minerais e de sua relativa raridade na atmosfera (cerca de 5 ppm), a concentração inicial do He, ou até mesmo o excesso, ainda não é um consenso. Entretanto, dois fatores são conhecidos por influenciar fortemente a idade de He. São eles: ejeção de partículas α e inclusões ricas em U-Th (Braun et al., 2006). O primeiro deles é relacionado ao

fato de que as partículas α produzidas por decaimento radioativo possuem energia cinética capaz de alcançar até 20 μm pela rede cristalina e serem ejetadas para fora do mineral antes de se neutralizar (Farley et al., 1996; Farley, 2002). Uma das consequências desse processo é a segregação espacial entre átomos-pai e átomos-filho, que, consequentemente, podem levar a grãos com idades mais antigas ou mais novas que a real (idem, 1996). Esse efeito é corrigido com base em um modelo numérico de ejeção de partículas α proposto por Farley et al. (ibidem), de forma a simplificar a geometria do grão e a distribuição homogênea do U. Meesters; Dunai (2002a; 2002b) propuseram um modelo com grãos de geometrias realísticas e distribuições não homogêneas de U.

A existência de inclusão de zircões e monazitas nos grãos de apatitas contribuem para a abundância do ^{4}He na amostra. Cristais zonados também podem exercer um forte controle na distribuição do ^{4}He, pois os efeitos dessa região com zonação podem afetar a distribuição dos isótopos de U e Th, e assim influenciar diretamente na ejeção de partículas α. Os efeitos da zonação de U e Th nos cristais de apatita são os fatores que possuem maior influência na correção da idade final da amostra.

Medidas de difusão do gás He em laboratório indicam que o He radiogênico é retido na apatita sob temperaturas médias sob a superfície terrestre (± 45 °C), mas é em ambientes com altas temperaturas que a perda por difusão é maior (Zeitler et al., 1987; Lippolt et al., 1994; Wolf et al., 1996). Como consequência, as idades de (U-Th)/He em apatitas são sensíveis a temperaturas extremamente baixas (< 100 °C) (Wolf et al., 1996). As temperaturas de fechamento propostas por Dodson (1973) fornecem informações eficazes para a interpretação das idades de resfriamento baseada em experimentos de difusibilidade em laboratório, as quais assumem uma taxa de resfriamen-

to de 10 °C/Ma e uma temperatura de fechamento, no caso para o (U-Th)/He em apatita com uma temperatura aproximada de 75 °C (Wolf et al., 1996) (Figura 33).

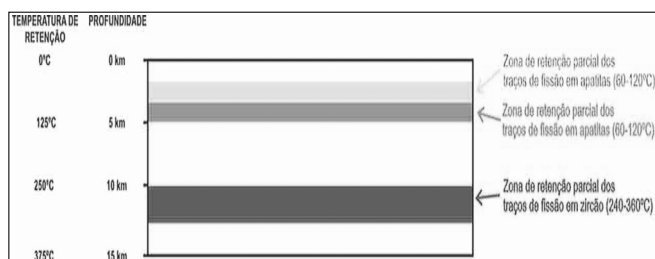



Figura 33 – Zona de Retenção Parcial das metodologias (U-Th)/He em apatita e traços de fissão em apatita e zircão, sob condições de crosta sem estiramento e grau geotérmico de 25 °C/km.

De acordo com o modelo de produção e difusão do He, este é emitido por meio de decaimento uniforme do U e do Th. No modelo proposto por Wolf et al. (ibidem), a geometria esférica de difusão consiste em medidas de difusão realizadas em laboratório e o gradiente de concentração local do He resulta na emissão de partículas (a) de alta energia na superfície do grão (Farley et al., 1996), as quais podem ser ignoradas por causa de o domínio de difusão ser muito menor do que o tamanho real dos grãos de apatita (Wolf et al., 1996).

Comportamento da difusibilidade do He

O conhecimento sobre o comportamento da retenção do He nas interpretações da termocronometria de baixa temperatura (U-Th)/He continua sendo um tema crítico e controverso (Farley, 2002). Como exemplo, temos o conhecimento de que He não é retido sob as condições superficiais em alguns minerais como o quartzo (Trull et al., 1991) e a muscovita (Lippolt; Weigel, 1988), portanto

esses minerais possuem pouco potencial para qualquer tipo de datação utilizando o método por (U-Th)/He. Contudo, estudos têm comprovado que o He é retido em alguns minerais como a olivina (Trull et al., 1991), o piroxênio, o anfibolito (Lippolt; Weigel, 1988), a granada (Dunai; Roselieb, 1996), o zircão não metamictico (Hurley, 1952; Damon; Kulp, 1957), a titanita não metamictica (Hurley, 1952; Reiners; Farley, 1999), a apatita (Zeitler et al., 1987), a allanita, a magnetita (Fanale; Kulp, 1962) e a hematita (Wernicke; Lippolt, 1994a; 1994b; Bahr et al., 1994). Vários desses minerais, especialmente a olivina e o piroxênio, são utilizados extensivamente em estudos utilizando isótopos cosmogênicos ^{3}He, portanto a retenção do He nesses minerais é totalmente conhecida (Niedermann, 2002). Em outros minerais, condições como a temperatura, o tamanho de grão, o grau do dano causado por radiação e outros parâmetros que influenciam diretamente na retenção do He ainda são pouco conhecidos.

Ao contrário do que ocorre em algumas rochas que foram rapidamente esfriadas na superfície terrestre (por exemplo, rochas vulcânicas), a retenção em aproximadamente 25 ºC é suficiente para aplicar com sucesso o método (U-Th)/He (Farley, 2000). Já em rochas que foram lentamente esfriadas é imprescindível o conhecimento sobre os parâmetros difusão e temperatura. Geralmente, os experimentos de laboratório são utilizados para determinar esses parâmetros por meio da Relação de Arrhenius (Equação 6):

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{-Ea} / \text{RT} \qquad \text{Equação 6}$$

Onde D é a difusibilidade; D_0 é a difusibilidade em temperatura infinita; Ea é a energia de ativação; R é a constante de gás; e T é a temperatura de Kelvin e o raio do domínio de difusão (Fechtig; Kalbitzer, 1966).

Segundo Farley (2002), se essa relação é obedecida, então as medições do lnD/a^2 em função da temperatura equivalente irão ser plotadas em uma linha reta com interceptação *ln* (D_0/a^2) e a inclinação -E_a/R. Se as medições plotadas não obedecem uma linha reta, mas no entanto representam um comportamento mais complexo, esses dados podem estar relacionados com múltiplos mecanismos de difusão. É importante observar que tais medições realizadas em laboratório podem não ser aplicadas às condições naturais. Por exemplo, os coeficientes de difusão são comumente medidos em temperaturas muito mais elevadas do que as existentes na natureza. Da mesma forma que alguns minerais sofrem transformações estruturais ou químicas, possivelmente em função do defeito provocado pelo aquecimento a vácuo, essas análises laboratoriais podem levar a alterações das condições naturais, provocando previsões errôneas.

Inúmeros procedimentos analíticos são realizados para a obtenção das medições dos parâmetros de difusibilidade do He em uma determinada fase e determinar como esses parâmetros variam de acordo com as características de cada mineral. Como estudo pioneiro sobre os estudos da temperatura de fechamento na apatita, temos o trabalho realizado por Zeitler et al. (1987).

Temperatura de fechamento e zona de retenção parcial

Cada sistema isotópico, independentemente se baseado em quantidade de isótopos radioativos e seus produtos (por exemplo $^{40}Ar/^{39}Ar$, K/Ar, U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd, Re/Os, $^{230}Th/^{234}U$, séries do U, ^{14}C) ou em danos de decaimento radioativo cumulativos no material geológico (por exemplo, traços de fissão, termoluminescência/luminescência

opticamente estimulada), se comporta como um sistema aberto a altas temperaturas, no qual os nuclídeos-filho são removidos por difusão e não conseguem ser retidos nem acumulados. Dessa forma, não há acréscimos nem perdas tanto dos nuclídeos-pai como dos nuclídeos-filho. Entretanto, um sistema fechado a temperaturas mais baixas tem as características de acumular no mineral os produtos de decaimento radioativo (nuclídeos-filho), enquanto outros (nuclídeos-pai) são perdidos (Dodson, 1973).

O cálculo de idade aparente de uma rocha ou mineral com base na acumulação de produtos de decaimento radioativo corresponde ao registro no tempo de quando a rocha resfriou a uma determinada temperatura crítica do mineral para aquele sistema isotópico. Isso ocorre porque os produtos de desintegração não fazem parte do retículo cristalino do material e podem se difundir através dos sólidos. As taxas de difusão são bastante dependentes da temperatura e da energia de ativação. Isso faz que se determine uma temperatura crítica para cada sistema isotópico, chamada de temperatura de fechamento e definida por Dodson (ibidem) como a temperatura na idade aparente do mineral. Corresponde à temperatura de resfriamento do material em que os produtos de desintegração são supostamente retidos por completo. A idade isotópica seria então medida a partir do tempo em que a temperatura do material ficou abaixo da temperatura de fechamento.

No caso do sistema de traços de fissão, os traços latentes sofrem apagamento total (não são retidos nem acumulados) quando submetidos a altas temperaturas. Sabe-se que o limite entre sistema aberto, no qual ocorre fissão espontânea, e sistema fechado, no qual não há fissão espontânea, não é instantâneo. Todavia, a fissão do núcleo de ^{238}U e a consequente acumulação dos traços latentes ocorre progressivamente quando a temperatura de fechamento é atingida dentro de um intervalo de temperatura conhecido

como Zona do Annealing Parcial ou Zona de Retenção Parcial (Wagner, 1972; Sharma et al., 1980; Braun et al., 2006). Temperatura de fechamento efetiva (Haack, 1977) é entendida como a temperatura na qual a acumulação de traços se inicia, integrando fenômenos de geração e/ou encurtamento dos traços ao longo de tempo geológico em função de diferentes taxas de resfriamento. É utilizada para relacionar idades de resfriamento a temperaturas (Dodson, 1973).

A comunidade de traço de fissão tem usado amplamente o termo Zona de Annealing Parcial (ou Partial Annealing Zone), primeiramente descrito por Wagner; Van den Haute (1992) e definido como a faixa de temperatura na qual os traços de fissão são parcialmente acumulados ao longo do tempo geológico. Ultimamente, a literatura tem sido apresentada com o termo Zona de Retenção Parcial, inicialmente proposto por Lister; Baldwin (1996), que apresenta uma conotação mais ampla dentro dos sistemas termocronológicos e é definida como uma faixa de temperatura transicional onde ocorre acumulação de produtos de decaimento radioativo (tais como traços de fissão, He etc.) e perda de outros elementos. De uma maneira geral, a Zona de Retenção Parcial encontra-se em equilíbrio a temperatura constante (Bernet, 2009). No caso da apatita, a Zona de Retenção Parcial ocorre entre 60 ºC ± 10 ºC e 120 ºC ± 10 ºC (Figura 33), de forma que os traços de fissão espontâneos são acumulados e tornam-se estáveis se submetidos a temperaturas abaixo de 100 ºC na escala do tempo geológico (Naeser; Forbes, 1976; Gleadow; Duddy, 1981; Green et al., 1989; Brown et al., 1994; Reiners et al., 2005). Já para o zircão, o início da Zona de Retenção Parcial varia em média de ~240 ºC a 280 ºC, podendo chegar até a 360 ºC (Zaun; Wagner, 1985; Hurford, 1986; Brandon et al., 1998; Yamada et al., 1995; Tagami et al., 1998) (Figura 33).

Os limites da Zona de Retenção Parcial são usualmente definidos como 10% e 90% de retenção (acumulação) dos produtos de decaimento (traços latentes) (Wolf et al., 1996). Isso significa que em 10% somente 10% dos produtos de decaimento estão retidos no mineral, enquanto 90% são perdidos por causa da difusão. O mesmo ocorre para o limite de 90%.

Naeser et al. (1969), Wagner; Reimer (1972), Dodson (1973), Sharma et al. (1980) e Bernet (2009) acrescentam que a temperatura de fechamento é dependente da história e da taxa de resfriamento da rocha. Tomando como exemplo as análises por traços de fissão em apatitas e taxas de resfriamento de 0,1 °C/Ma, 1 °C/Ma, 10 °C/Ma e 100 °C/Ma, a respectiva temperatura de fechamento varia entre 62 °C, 78 °C, 94 °C e 110 °C.

Os métodos termocronológicos de baixa temperatura (descritos na literatura como *low-temperature thermochronology*), que incorporam as metodologias (U-Th)/He, traços de fissão e sistemáticas $^{40}Ar/^{39}Ar$, são amplamente utilizados no entendimento de histórias de resfriamento de regiões da crosta superior, bem como na reconstrução de taxas de exumação por processos de falhamento e erosão.

Referências bibliográficas

BAHR, R.; LIPPOLT, H. J.; WERNICKE, R. S. Temperature-Induced ^{4}He Degassing of Specularite and Botryoidal Hematite: A ^{4}He Retentivity Study. *Journal of Geophysics Research*, [S.l.], v.9, p.17695-707, 1994.

BARBARAND, J. et al. Compositional and Structural Control of Fission-Track Annealing in Apatite. *Chemical Geology*, [S.l.], v.198, p.107-37, 2003.

BERNET, M. A Field-Based Estimate of the Zircon Fission-Track Closure Temperature. *Chemical Geology*, [S.l.], v.259, p.181-9, 2009.

BERNET, M.; SPIEGEL, C. Introduction: Detrital Thermochronology. In: BERNET, M.; SPIEGEL, C. (Eds.). Detrital Thermochronology – Provenance Analysis, Exhumation and Landscape Evolution of Mountain Belts: Boulder, Colorado. *Geological Society of America Special Paper*, [S.l.], v.378, p.1-6, 2004.

BRANDON, M. T.; RODEN-TICE, M. K.; GARVER, J. I. Late Cenozoic Exhumation of the Cascadia Accretionary Wedge in the Olympic Mountains, Northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, [S.l.], v.110, p.985-1009, 1998.

BRAUN, J. Recent Advances and Current Problems in Modelling Surface Processes and their Interaction with Crustal Deformation. In: BUITER, S. J. H.; SCHREURS, G. (eds.) Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes. *Geological Society*, London, Special Publications, v.253, p.307-25, 2006.

______; VAN DER BEEK, P.; BATT, G. *Quantitative Thermochronology. Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data*. Cambridge: University Press, 2006. 258p.

BROWN, R.; GALLAGHER, K.; DUANE, M. A Quantitative Assessment of the Effects of Magmatism on the Thermal History of the Karoo Sedimentary Sequence. *Journal of African Earth Sciences*, [S.l.], v.18, p.227-43, 1994.

CARLSON, W. D.; DONELICK, R. A.; KETCHAM, R. A. Variability of Apatite Fission-Track Annealing Kinetics I: Experimental Results. *American Mineralogist*, [S.l.], v.84, p.1213-23, 1999.

CROWLEY, K. D.; CAMERON, M.; SHAEFER R. L. Experimental Studies of Annealing of Etched Fission Tracks in Fluor Apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v.55, p.1449-65, 1991.

DAMON, P. E.; KULP, J. L. Determination of Radiogenic Helium in Zircon by Stable Isotope Dilution Technique. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, [S.l.], v.38, p.945-53, 1957.

DODSON, M. H. Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, [S.l.], v.40, p.259-74, 1973.

DONELICK, R. A. Crystallographic Orientation Dependence of Mean Etchable Fission Track Length in Apatite: An Empirical Model and Experimental Observations. *American Mineralogist*, [S.l.], v.76, p.83-91, 1991.

______; KETCHAM, R. A.; CARLSON, W. D. Variability of Apatite Fission-Track Annealing Kinetics: II. Crystallographic Orientation Effects. *American Mineralogist*, [S.l.], v.84, p.1224-34, 1999.

DUDDY, I. R.; GREEN, P. F.; LASLETT, G. M. Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite. 2: Variable Temperature Behaviour. *Chemical Geology* (*Isotope Geoscience Section)*, [S.l.], v.73, p.25-38, 1988.

DUNAI, T.; ROSELIEB, K. Sorption and Diffusion of Helium in Garnet: Implications for Volatile Tracing and Dating. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.139, p.411-21, 1996.

FANALE, F. P.; KULP, J. L. The Helium Method and the Age of the Cornwall, Pennsylvania Magnetite Ore. *Economic Geology*, [S.l.], v.57, p.735-46, 1962.

FARLEY, K. A. Helium Diffusion from Apatite: General Behavior as Illustrated by Durango Fluorapatite. *Journal Geophysical Research*, [S.l.], v.105, p.2903-14, 2000.

______. (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, [S.l.], v.47, n.1, p.819-44, 2002.

______; WOLF, R. A.; SILVER, L. T. The Effects of Long a Stopping Distances on U-Th/He Ages. *Geochimica Cosmochimica Acta*, [S.l.], v.60, p.4223-30, 1996.

FECHTIG, H., KALBITZER, S. The Diffusion of Argon in Potassium Bearing Solids, In: SCHAEFFER, O. A.; ZÄHRINGER, J. (Eds.). Potassium-Argon Dating: Heidelberg: Springer, 1966, p.68-106.

FITZGERALD, P. G. et al. Uplift and Denudation of the Central Alaska Range: A Case Study in the Use of Apatite Fission Track Thermochronology to Determine Absolute Uplift Parameters. *Journal of Geophysical Research*, [S.l.], v.100, p.2017591, 1995.

FLEISCHER, R. L.; PRICE, P. B.; WALKER, R. M. Effects of Temperature, Pressure, and Ionization on the Formation and Stability of Fission Tracks in Minerals and Glasses. *Journal of Geophysical Research*, [S.l.], v.70, p.1497-1502, 1965.

GALLAGHER, K. Evolving Temperature Histories from Apatite Fission-Track Data. *Earth Planetary Science Letters*, [S.l.], v.136, p.421-35, 1995.

______; BROWN, R. W.; JOHNSON, C. Fission Track Analysis and its Application to Geological Problems. *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences*, [S.l.], v.26, p.519-72, 1998.

GARVER, J. I.; KAMP, P. J. J. Integration of Zircon Color and Zircon Fission-Track Zonation Patterns in Orogenic Belts: Application to the Southern Alps, New Zealand. *Tectonophysics*, [S.l.], v.349, p.203-19, 2002.

GLEADOW, A. J. W. Fission Track Dating Methods: What Are the Real Alternatives? *Nuclear Tracks*, [S.l.], v.5, p.3-14, 1981.

______; DUDDY, I. R. A Natural Long Term Annealing Experiment for Apatite. *Nuclear Tracks*, [S.l.], v.5, p.169-74, 1981.

GREEN, P. F.; HURFORD, A. J. Thermal Neutron Dosimetry for Fission Track Dating. *Nuclear Tracks*, [S.l.], v.9, p.331-41, 1984.

______. et al. Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite 3: A Qualitative Description. *Chemical Geology (Isotope Geosciences Section)*, [S.l.], v.59, p.237-53, 1986.

______. et al. Thermal Annealing of Fission Tracks in Apatite 4: Quantitative Modelling Techniques and Extension to Geological Timescales. *Chemical Geology (Isotope Geosciences Section)*, [S.l.], v.79, p.155-82, 1989.

HAACK, U. The Closing Temperature for Fission Track Retention in Minerals. *American Journal of Science*, [S.l.], v.277, p.451-64, 1977.

HADLER NETO, J. C. et al. A PC Compatible Brazilian Software for Obtaining Thermal Histories Using Apatite Fission Track Analysis. *Radiation Measurements*, [S.l.], v.34, p.149-54, 2001.

HASEBE, N.; TAGAMI, T.; NISHIMURA, S. Towards Zircon Fission Track Thermochronology: Reference Framework for Confined Track Length Measurements. *Chemical Geology*, [S.l.], v.112, p.169-78, 1994.

HOUSE, M. A.; WERNICKE, B. P.; FARLEY, K. A. Dating Topography of the Sierra Nevada, California, Using Apatite (U-Th)/He Ages. *Nature*, [S.l.], v.396, p.66-9, 1998.

______; FARLEY, K. A.; STOCKLI, D. Helium Chronometry of Apatite and Titanite Using Nd-YAG Laser Heating. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.183, p.365-8, 2000.

HURFORD, A. J. Cooling and Uplift Patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an Age of Vertical Movement on the Insubric Fault Line. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, [S.l.], v.92, p.413-27, 1986.

______. International Union of Geological Sciences Subcomission on Geochronology Recommendation for the Standardization of Fission Track Dation Calibration and Data Reporting. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, [S.l.], v.17, p.233-6, 1990a.

______. Standardization of Fission Track Dating Calibration: Reccomendation by Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcomission of Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, [S.l.], v.80, p.171-8, 1990b.

______. Uplift and Cooling Pathways Derived from Fission Track Analysis and Mica Dating: A Review. *Geologische Rundschau*, [S.l.], v.80, p.349-68, 1991.

______; GREEN, P. F. A User's Guide to Fission Track Dating Calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.59, p.343-54, 1982.

HURLEY, P. M. Alpha Ionization Damage as a Cause of Low He Ratios. EOS Trans. Am. Geophys. Union., [S.l.], v.33, p.174-83, 1952.

______. The Helium Age Method and the Distribution and Migration of Helium in Rocks. In: Faul, H. (ed.). *Nuclear Geology*. New York: Wiley & Sons, 1954, p.301-29.

ISSLER, D. R. An Inverse Model for Extracting Thermal Histories from Apatite Fission Track Data: Instructions and Software for the Windows 95 Environment. *Geological Survey of Canada*, [S.l.], Open File, p.2325, 1996.

IUNES, P. J. *Utilização da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio e de tório naturais na datação de minerais com o método dos traços de fissão*. Campinas, 1999. 111f. Tese (Doutorado) – Instituto de Física Gleb Wataghin. Universidade de Campinas.

______ et al. Durango Apatite Fission-Track Dating Using Length-Based Age Corrections and Neutron Fluence Measurements by Natural Thorium Thin Films and U-

-Doped Glasses Calibrated Through Natural Uranium Thin Films. *Chemical Geology*, [S.l.], v.187, p.201-11, 2002.

IWANO, H.; DANHARA, T. A Re-Investigation of the Geometry Factors for Fission-Track Dating of Apatite, Sphene and Zircon. In: VAN DEN HAUTE, P.; DE CORTE, F. (Eds.), *Advances in Fission-Track Geochronoly*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998, p.47-66.

KASUYA, M.; NAESER, C. W. The Effect of α-Damage on Fission-Track Annealing in Zircon. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, [S.l.], v.14, p.477-80, 1988.

KETCHAM, R. A. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, [S.l.], v.58, p.275-314, 2005.

______; DONELICK, R. A.; DONELICK, M. B. AFTSolve: A Program for Multi-Kinetic Modeling of Apatite Fission-Track Data. *Geological Material Research 2*, [S.l.], electronic, 2000.

KRISHNASWAMI, S. et al. Characteristics of Fission Tracks in Zircon: Applications to Geochronology and Cosmology. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.22, p.51-9, 1974.

LASLETT, G. M. et al. Thermal Annealing of Fission Tracks in apatite 2: A Quantitative Analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, [S.l.], v.65, p.1-13, 1987.

LIPPOLT, H. J. et al. U-Th.Helium Dating of Apatite-Experience from Different Geochemical Environments. *Chemical Geology*, [S.l.], v.112, p.179-91, 1994.

______; WEIGEL, E. ^{4}He Diffusion in ^{40}Ar Retentive Minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v.52, p.1449-58, 1988.

LISTER G. S.; BALDWIN S. L. Modelling of the Effect Arbritary P-T-t Histories on Argon Diffusion in Minerals Using the MacArgon Program for the Apple Macintosh. *Tectonophysics*, [S.l.], v.253, p.83-109, 1996.

LUTZ, T. M.; OMAR, G. An Inverse Method of Modelling Thermal Histories from Apatite Fission-Track Data. *Earth Planetary Science Letters*, [S.l.], v.104, p.181-95, 1991.

MEESTERS, A. G. C. A.; DUNAI, T. J. Solving the Production-Diffusion Equation for Finite Diffusion Domains of Various Shapes Part I: Implications for Low-Temperature (U-Th)/He Thermochronology. *Chemical Geology*, [S.l.], v.186, p.333-44, 2002a.

______. Solving the Production-Diffusion Equation for Finite Diffusion Domains of Various Shapes Part II: Application to Cases with α-Ejection and Nonhomogeneous Distribution of Source. *Chemical Geology*, [S.l.], v.186, p.347-63, 2002b.

NAESER, C. W.; FORBES, R. B. Variation of Fission Track Ages with Depth in Two Deep Drill Holes. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, [S.l.], v.57, p.353, 1976.

______; DODGE, F. C. W.; FAUL, H. Fission-Track Annealing in Apatite and Sphene. *Journal of Geophysical Research*, [S.l.], v.74, p.705-10, 1969.

NIEDERMANN, S. Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks as a Dating Tool for Surface Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, [S.l.], v.47, p.731-84, 2002.

NISHIDA, T.; TAKASHIMA, Y. Annealing of Fission Tracks in Zircons. *Earth and Planettary Science Letters*, [S.l.], v.27, p.257-64, 1975.

PRICE, P. B.; WALKER, R. M. Chemical Etching of Charged--Particle Tracks in Solids. *Journal of Applied Physics*, [S.l.], v.33, p.3407-12, 1962.

RAHN, M. K. et al. A Zero-Damage Model for Fission-Track Annealing in Zircon. *American Mineralogist*, [S.l.], v.89, p.473-84. 2004.

RAVENHURST, C. E.; RODEN-TICE, M. K.; MILLER, D. S. Thermal Annealing of Fission Tracks in Fluorapatite, Chlorapatite, Manganoanapatite, and Durango Apatite: Experimental Results. *Canadian Journal of Earth Sciences*, [S.l.], v.40, p.995-1007, 2003.

REINERS, P. W. (U-Th)/He Chronometry Experiences a Renaissance. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, [S.l.], v.83, n.1, p.26-7, 2002.

______; FARLEY, K. A. Influence of Crystal Size on Apatite (U-Th)/He Thermochronology: an Example from the Bighorn Mountains, Wyoming. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.188, p.413-20, 2001.

______; EHLERS, T. A.; ZEITLER, P. K. Past, Present, and Future of Thermochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, [S.l.], v.58, p.1-18, 2005.

______; BRANDON, M. T. Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.34, p.419-66, 2006.

SHARMA Y. P. et al. Closing Temperature of Different Fission Track Clocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, [S.l.], v.72, p.335-6, 1980.

SILK, E. C. H.; BARNES, R. S. Examination of Fission Fragment Tracks with a Electron Microscope. *Philosophical Magazine*, [S.l.], v.4, p.970-2, 1959.

SPADAVECCHIA, A.; HAHN, B. Die Rotationskammer und Einigen Anwendungen. *Helvética Physica Acta*, [S.l.], v.40, p.1063-69, 1967.

TAGAMI, T.; ITO, H.; NISHIMURA, S. Thermal Annealing Characteristics of Spontaneous Fission Tracks in Zircon. *Chemical Geology*, [S.l.], v.80, p.159-69, 1990.

______; et al. Ar Biotite Fission-Track Zircon Ages of the Nisatai Dacite, Iwate Prefecture, Japan: A Candidate for Tertiary Age Standard. *Geochemical Journal*, [S.l.], v.29, p.207-11, 1995.

TAGAMI, T.; CARTER, A.; HURFORD, A. J. Natural Long--Term Annealing of the Zircon Fission Track System in Vienna Basin Deep Borehole Samples: Constraints Upon the Partial Annealing Zone and Closure Temperature. *Chemical Geology*, [S.l.], v.130, p.147-57, 1996.

TAGAMI, T.; SHIMADA, C. Natural Long-Term Annealing of the Zircon Fission Track System Around a Granitic Pluton. *Journal of Geophysical Research*, [S.l.], v.101, p.8245-55, 1996.

______ et al. Revised Annealing Kinetics of Fission Tracks in Zircon and Geological Implications. In: VAN DEN HAUTE, P.; DE CORTE, F. (Eds.). *Advances in Fission-Track Geochronology*. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers, 1998, p.99-112.

TELLO SAENZ, C. A. *Estudo de annealing de traços de fissão em apatitas, tanto em seções basais quanto em seções sem orientação preferencial, análise dos comprimentos dos traços de fissão*. Campinas, 1998. 111f. Tese (Doutorado) – Instituto de Física Gleb Wataghin. Universidade de Campinas.

______ et al. Annealing Experiments on Induced Fission Tracks in Apatite: Measurements of Horizontal Confined Track Lengths and Track Densities in Basal Sections and Randomly Oriented Grains. *American Mineralogist*, [S.l.], v,91, p.252-60, 2006.

TRULL, T. W.; KURZ, M. D.; JENKINS, W. J. Diffusion of Cosmogenic ^{3}He in Olivine and Quartz: Implications for Surface Exposure Dating. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.103, p.241-56, 1991.

WAGNER, G. A. The Geological Interpretation of Fission Track Ages. *Transactions of the American Nuclear Society*, [S.l.], v.15, p.117, 1972.

______; REIMER, G. M. Fission Track Tectonics: The Tectonic Interpretation of Fission Track Apatite Ages. *Earth and Planetary Science Letters*, [S.l.], v.14, p.263-8, 1972.

______; VAN DEN HAUTE, P. *Fission Track Dating*. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers, 1992. 283p.

WARNOCK, A. C. et al. An Evaluation of Low-Temperature Apatite U-Th/He Thermochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v.61, p.5371-7, 1997.

WERNICKE, R. S.; LIPPOLT, H. J. ^{4}He Age Discordance and Release Behavior of a Double Shell Botryoidal Hematite from the Schwarzwald, Germany. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v.8, p.421-9, 1994a.

______. Dating of Vein Specularite Using Internal (U+Th)/4He I Isochrones. Geophys. Res. Lett., [S.l.], v.21, p.345-7, 1994 b.

WILLETT, S. D. Inverse Modeling of Annealing of Fission Tracks in Apatite 1: A Controlled Random Search Method. *American Journal of Science*, [S.l.], v.297, p.939-69, 1997.

WOLF, R. A.; FARLEY, K. A.; SILVER, L. T. Helium Diffusion and Low Temperature Thermochronometry of Apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [s. l], v.60, p.4231-40, 1996.

YAMADA, K.; TAGAMI, T.; SHIMOBAYASHI, N. Experimental Study on Hydrothermal Annealing of Fission Track in Zircon. *Chemical Geology*, [S.l.], v.201, p.351-7, 2003.

YAMADA, R.; TAGAMI, T.; NISHIMURA, S. Assessment of Overetching Factor for Confined Fission Track Length Measurement in Zircon. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, [S.l.], v.104, p.251-9, 1993.

______. Confined Fission-Track Length Measurement of Zircon; Assessment of Factors Affecting the Paleotemperature Estimate. *Chemical Geology*, [S.l.], v.119, p.293-306, 1995.

______ et al. Annealing Kinetics of Fission Tracks in Zircon: an Experimental Study. *Chemical Geology*, [S.l.], v.122, p.249-58, 1995.

______ et al. Comparison of Experimental Techniques to Increase the Number of Measurable Confined Fission Tracks in Zircon. *Chemical Geology*, [S.l.], v.149, p.99-107, 1998.

______; MURAKAMI, M.; TAGAMI, T. Statistical Modelling of Annealing Kinetics of Fission Tracks in Zircon: Reassessment of Laboratory Experiments. *Chemical Geology*, [S.l.], v.236, p.75-91, 2007.

YOUNG, D. A. Etching of Radiation Damage in Lithium Fluoride. *Nature*, [S.l.], v.182, p.365-7, 1958.

ZAUN, P. E.; WAGNER, G. A. Fission-Track Stability in Zircons Under Geological Conditions. *Nuclear Tracks*, [S.l.], v.10, p.303-7, 1985.

ZEITLER, P. K. et al. U-Th-He Dating of Apatite: A Potential Thermochronometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, [S.l.], v.51, p.2865-68, 1987.

Considerações finais

O reconhecimento dos métodos termocronológicos como um indicador de paleotemperatura de superfície/ subsuperfície tem trazido grandes avanços no entendimento dos processos quantitativos formadores do relevo, principalmente na reconstituição de histórias térmicas das rochas.

A interpretação geológica e geomorfológica das idades termocronológicas (traços de fissão em apatita e zircão e sistemática (U-Th)/He) é diretamente dependente do tipo de história termal sofrida por determinada porção de rocha. Como visto nos capítulos que compõem este livro, de acordo com a evolução tempo *versus* temperatura, as idades termocronológicas podem refletir diferentes processos geológicos e geomorfológicos, tais como resfriamento, soerguimento tectônico, erosão física e química e até mesmo reaquecimento ou sobreposição térmica.

Dentro dessa concepção, diferentes tipos de modelagem tempo-temperatura podem ser obtidos por meio desses métodos, pelo fato de que os termocronômetros de baixa temperatura (traços de fissão em apatita e zircão e sistemática (U-Th)/He) são ferramentas utilizadas para

estimar taxas de erosão ou exumação a partir de gráficos idade x altitude (elevação), considerando, entretanto, as inúmeras variáveis que regem a dinâmica térmica na crosta superior. Os capítulos anteriores já evidenciaram que os processos de condução de calor e advecção, que constituem os princípios do campo geotérmico terrestre, constituem a base dos processos formadores do relevo, bem como aqueles que respondem por sua dinâmica, tais como tectônica, sedimentação, magmatismo, movimentação fluida, além da evolução topográfica e erosional.

As mudanças na topografia afetam as isotermas na crosta superior, de forma que os dados termocronológicos são um indicativo qualitativo que auxilia a interpretação da evolução e da dinâmica do relevo, sendo de grande utilidade na interpretação dos modelos evolutivos que regem seus processos formadores.

Nesta obra organizada por Peter Christian Hackspacher, estão reunidos especialistas para analisar, de modo geral e sucinto, alguns importantes assuntos relacionados à Geologia estrutural, à Geomorfologia e à Estratigrafia: os conceitos de calor e de transporte na crosta terrestre; a aplicação de modelos numéricos termais na Geomorfologia; a evolução do relevo a partir da relação entre tectônica e sedimentação; os fatores exógenos de elaboração do relevo; a evolução do relevo a partir de escarpas e as antigas superfícies geomórficas; os métodos termocronológicos.

Um livro original, que trata o tema de modo o mais próximo possível da realidade nacional e demonstra como a evolução do relevo implica diretamente uma diversidade de consequências quanto à forma e ao uso da terra. Uma importante contribuição para o meio acadêmico e científico sobre a dinâmica do relevo.

ISBN 978-85-393-0197-3